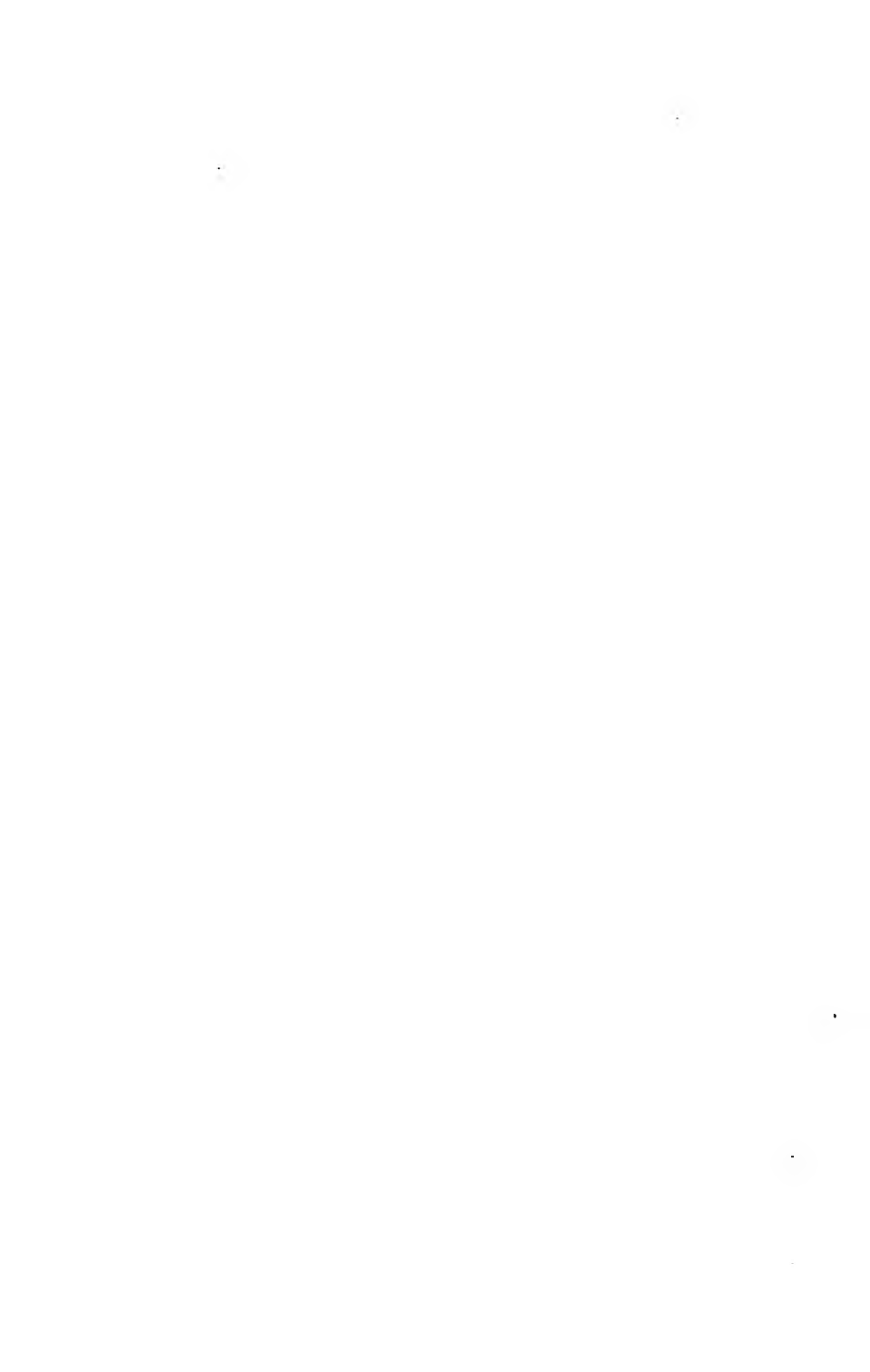












GEOGRAPHISCHE

ABHANDLUNGEN.

HERAUSGEGEBEN

VON

DR. ALBRECHT PENCK

PROFESSOR DER GEOGRAPHIE AN DER UNIVERSITÄT IN WIEN.

BAND V.

WIEN.

ED. HÖLZEL.

1896.



Hugo Hölzel †.

Den fünften Band der Geographischen Abhandlungen beschließend, gedenke ich des großen Verlustes, welchen diese Zeitschrift durch den Tod ihres Verlegers erlitten hat. Am 15. December 1895 starb auf den Höhen des Semmering, wo er Erholung gesucht, im Alter von kaum 41 Jahren, der Inhaber der Firma Ed. Hölzel, mein theurer Freund Hugo Hölzel.

Mit ihm ist einer jener seltenen Männer verschieden, in welchen sich opferwillige Teilnahme mit ernstem wissenschaftlichen Interesse paart. Beide Hauptseiten seines Naturells kamen der Geographie zugute. Wie er nie einem Bittenden den Wunsch zu versagen vermochte, so war er auch stets geneigt, geographische Unternehmungen thatkräftig zu fördern, ohne in ängstlichen Berechnungen sich vorher des Erfolges zu versichern. Er verhalf einer Reihe von Reisewerken zum Erscheinen, so dem schönen von Junker, so denen von Jedina, von M. v. Proskowetz und A. v. Hesse-Wartegg; er bahnte Anfängern den Weg an die Öffentlichkeit, Oskar Baumann's Erstlingswerk ist von ihm verlegt.

Aber nicht bloß die weiteren Kreisen sich zuwendende Reiseliteratur fand in ihm einen uneigennützigen Verleger; verständnisvoll förderte er auch rein wissenschaftliche Werke. Ohne seine Opferwilligkeit wäre Simony's Dachsteinwerk wohl nie gedruckt; er war es, welcher die »Meteorologische Zeitschrift« Österreich erhielt, welcher das Erscheinen der Geographischen Abhandlungen in Wien ermöglichte. Mit voller Klarheit erkannte er, dass die Geographie zu streng fachlicher Fortentwicklung rein fachlicher Organe bedarf, die unbekümmert um das rasch verrauschende Interesse an geographischen Tagesfragen, unabhängig von den Sonderbestrebungen einer Firma oder Gesellschaft rein sachlichen Interessen dienen. Mit kundigem Blicke verfolgte er die Schicksale einer jeden einzelnen Abhandlung, fast ungeduldig erwartete er den Abschluss des fünften Bandes, welcher als erstes Glied einer Reihe von Untersuchungen über Flüsse erst an die Öffentlichkeit treten kann, nachdem die anderen bereits vollendet vorliegen und nun in rascher Folge erscheinen können.

Hugo Hölzel's Augenmerk blieb bei alledem vornehmlich der Schulgeographie treu, welches Gebiet sein 1885 verstorbener Vater mit Zielbewusstsein durch Begründung einer geographischen Anstalt betreten hatte. Gebürt dem Vater Ed. Hölzel das Verdienst, den Atlas und die Wandkarten für die österreichischen Schulen und in den geographischen Charakterbildern ein Lehrmittel von universeller Bedeutung geschaffen zu haben, so hat der Sohn Hugo Hölzel diesen Unterrichtsbehelfen zu weiter Verbreitung verholfen. Durch ihn wurden die Wandkarten der

Firma, namentlich im Deutschen Reiche, die Charakterbilder über die ganze civilisierte Erde bekannt, er veranlasste auch eine völlige Neubearbeitung des Schulatlas der Anstalt, die allerdings erst nach seinem Tode beendet worden ist. Wenn Österreich nunmehr seinen Bedarf an vielsprachigen geographischen Lehrmitteln im Inlande zu decken vermag und, anstatt solche einzuführen, gegenwärtig solche exportiert, so ist dies vor allem der Hölzel'schen Geographischen Anstalt zu danken.

Begabt mit heiterem Temperamente war Hugo Hölzel eine äußerst gesellig veranlagte Natur. Obwohl ihn seit Jahren ein Nervenleiden aus Haus fesselte, so war dies doch der Sammelpunkt, an welchem sich die in Wien lebenden Forschungsreisenden trafen. Bei ihm verkehrten Junker, Höhnel, Baumann, der Maler L. H. Fischer; langjährige Freundschaft verknüpfte ihn mit Oskar Lenz; unvergesslich sind mir die Abende, die ich mit Melchior Neumayr regelmäßig mit ihm verbrachte. Sein unversiegbarer Humor äußerte sich in zahlreichen Gelegenheitsdichtungen, zum Theil geographischen Inhaltes, und half ihm über die sich verschärfenden Leiden der letzten Jahre hinweg. Den Todeskeim im Herzen, verfasste er eine epische Dichtung »Witgolf von dem Kranichberge« und verscheuchte sich damit trübe Stunden; die freundliche Aufnahme des Sanges durch die Kritik verschönte seine letzten Tage. Dass er, sein Ende rasch herankommen sehend, für die Zukunft solche Vereinbarungen traf, die den Fortbestand der Firma und die Vollendung zahlreicher angefangener Arbeiten sichern, bedarf hier wohl nur flüchtiger Erwähnung.

Eine zahlreiche Familie beklagt seinen frühen Tod. Trauernd gedenkt seiner ein auserlesener Freundeskreis. Was er, dem Beispiele seines Vaters folgend, für den Geographie-Unterricht durch Herausgabe von Behelfen geleistet, wird in Österreich unvergessen bleiben. Die Erinnerung an ihn wird aber auch in jenen Fachkreisen lebendig sein, welche den großen Einfluss des Buchhandels auf das literarische und geistige Schaffen kennen. Hugo Hölzel gehörte zu jenen ehrlichen Maklern auf dem Gebiete der literarischen Production und Consumtion, welche mit Späherblick ein neu erwachtes Bedürfnis erkennen und zu befriedigen trachten, ohne dabei je zu vergessen, dass dies nur mit werkthätiger und opferwilliger Förderung der Wissenschaft möglich ist.



ARBEITEN

DES

GEOGRAPHISCHEN INSTITUTES

DER

K. K. UNIVERSITÄT WIEN.

MIT EINEM VORWORT

von

ALBRECHT PENCK.

MIT 5 TAFELN, 4 FIGUREN IM TEXTE UND ZAHLREICHEN TABELLEN.

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. ALBRECHT PENCK IN WIEN.

BAND V. – HEFT 1.

WIEN UND OLMÜTZ

ED. HÖLZEL.

1891.



ASTOR LIBRARY
MAY
2
1895
NEW YORK

IHREM HOCHVEREHRTEN

ALTMEISTER

FRIEDRICH SIMONY

GEWIDMET VON

HERAUSGEBER UND VERFASSERN.

INHALT.

INHALT.

Schüler Johann Müller von Koenigsberg in Franken, Regiomontan, trug, bevor er sich in Nürnberg dauernd niederließ, eine Zeit lang 1458—1461 in Wien über Perspectiva communis, das erste Buch Euclids und über Virgils Bucolica, also meist über humanistische Fächer vor.

Fasste also der Humanismus in Wien zuerst bei den Mathematikern und Astronomen Wurzel, so bürgerte sich mit ihm auch die Geographie als solche an der Universität ein. Unter der Regierung von Kaiser Maximilian I. (1490—1519) kam in Wien die deutsche nationale und reale Richtung des Humanismus vollauf zur Geltung, man wollte neben der Philologie namentlich auch Mathematik und Astronomie, Geographie und Geschichte, Nationalsprache und Literatur in die Studien aufnehmen.[1]) Eine Anzahl hervorragender Gelehrter wirkte in dieser Richtung, die Universität erwarb von neuem jenen Weltruf, welchen sie in der Mitte des fünfzehnten Jahrhunderts bereits besessen hatte, und die Erdkunde ward von den verschiedensten Seiten gepflegt.

Konrad Pickel aus Wipfeld in Franken, sich selbst Celtes oder Protucius nennend, erschloss mit den von ihm beherrschten Sprachen der Alten auch deren gesammtes geistiges Leben in dichterischer und wissenschaftlicher Beziehung. Als gekrönter Dichter ahmte er glücklich Ovid nach, als Gelehrter war er vor allem Geograph und Historiker. Er suchte nach alten Handschriften aller Art, um Materialien für eine allgemeine und nationale Geschichtsschreibung, sowie für die Erdkunde zu gewinnen. 1497 nach Wien berufen, wirkte er hier bis zu seinem schon 1508 erfolgten Tode als Professor der Eloquenz und Dichtkunst. Als solcher interpretierte er nicht blos römische Classiker, gab er nicht blos Anleitungen zur Beredtsamkeit, sondern las auch meist im Anschlusse an die Werke der Alten über Geographie und die Geschichte in ihrem vollen Umfange von den ältesten Zeiten bis zur Regierung Maximilians. Des Apulejus Werk »De mundo seu cosmographia« legte er seinen Vorlesungen über die Welt zu Grunde, und edierte dasselbe sodann, ebenso gab er Tacitus' Germania heraus, an das er seine Vorträge über Deutschland knüpfte, vor allem aber las er nach dem griechischen Texte und unter Vorweisung von Globen und Karten über die Geographie des Ptolemäus[2]). Die Ankündigung dieser ersten, rein geographischen Vorlesung der Wiener Universität verfasste er in folgenden Versen:

Cynthius octavam cras postquam ostenderit umbram
  Et croceo rutilum sparsit ore jubar,
Cosmographia mea tunc incipietur in aede
  Quam magnus scribit Claudius octo libris
Hanc ego triplicem Celtis reserabo loquelam
  Romanam, Grajam, Teutonicamque simul.
Perque globos solidos coelum terrasque docebo,
  Et veteres tabulas, edoceamque novas
Ergo agite: hanc pulchram nemo modo negligat artem,
  Qua sine me doctus judice nullus erit.

Der fruchtbaren literarischen Thätigkeit Pickel's sind auch mehrere geographische Werke zu danken. Außer den schon genannten Editionen verfasste er eine Schrift über Ursprung und Lage der Stadt Nürnberg,

[1] Aschbach. A. a. O. Bd. II. S. 57.

[2] Erhard. Geschichte des Wiederaufblühens wissenschaftlicher Bildung. Magdeburg 1830. Bd. II S. 86

und plante ein großes Werk »Germania illustrata«, das in poetischer Form Deutschlands Entwicklung behandeln sollte. Seinem Sammeleifer dankt man die Auffindung des Antoninischen Itinerars in Speier; er brachte diese kostbare Karte nach Wien, von ihm erbte sie sein Freund Konrad Peutinger in Augsburg, nach welchem sie Tabula Peutingeriana genannt wurde. Erst durch Prinz Eugen kam dies große Werk wieder nach Wien. Als kaiserlicher Hofbibliothekar ordnete Celtes endlich die kaiserliche Bibliothek und vermehrte sie durch große Globen, sowie durch Erd- und Himmelskarten.

Johann Spießheimer aus Schweinfurt (Cuspinianus), auf dessen Betreiben Celtes nach Wien berufen wurde, war gleichfalls geographisch thätig. Das Vertrauen Maximilians in hohem Maße genießend, ward dieser Professor der Rhetorik mehrfach bei diplomatischen Sendungen verwendet. Dadurch ward er veranlasst, sich mit Ungarn und mit dem Volke der Türken zu beschäftigen, letzterem widmete er eine kleine, oft abgedruckte Schrift, von Ungarn entwarf er eine Karte. Auch seine Geschichte der römischen Kaiser ist geographisch werthvoll. Vor allem aber trug er Material zu einem großen Werke, seiner »Austria«, zusammen, welches nicht bloß die Geschichte des Landes, sondern namentlich auch dessen Topographie behandelt, und welches von Karten begleitet werden sollte. Dabei wurde er von zwei Collegen wirksam unterstützt. Maximilian's Historiograph, Johann Stab (Stabius) aus Steyr durchwanderte auf kaiserlichen Befehl ganz Oesterreich und beschrieb dessen Flüsse, Städte, Burgen und Dörfer, sodass die Grundlage für eine Karte geschaffen wurde, welche Maximilians Leibarzt Georg Thannstetter aus Rain (Collimitius) ausarbeitete. Das Werk beider Gelehrter, die von Haus aus Mathematiker waren, ist verschollen. Ueberdies war Stabius auch noch anderweitig geographisch thätig, er gab astronomische und geographische Tafeln unter Mitwirkung Dürer's heraus und entwarf 1515 eine Weltkarte,[1] deren Holzschnitt Karl Ritter auf der Hofbibliothek in Wien neu entdeckte. Diese Karte, welche inhaltlich ganz auf Ptolemäus beruht, ist interessant wegen ihrer Projection, nämlich einer externen perspectivischen. Sie stellt den Erdball so dar, wie sie einem Beschauer im Zenite des Wendekreises des Krebses unter 90° östlicher Länge von Ferro in einer Entfernung von sechs Erdradien vom Erdmittelpunkte erscheinen würde. Auch sonst beschäftigte sich Stabius vielfach mit der Projectionslehre; die von ihm erdachte herzförmige Darstellung der Erde, welche ein Specialfall der sogenannten Bonne'schen Projection ist, trägt den Namen seines Schülers Werner.

Wird hinzugenommen, dass auch der Polyhistor Joachim de Watt (Vadianus), aus St. Gallen neben Cuspinian, Stabius und Collimitius an der Wiener Universität 1509–1519 wirkte, und in Wien seine reiche publicistische Thätigkeit auf dem Gebiete der Geographie und Naturwissenschaften begann, die er später in seiner Vaterstadt so erfolgreich fortsetzte, dass ferner Wien der Wohnsitz des Geographen Ladislaus Suntheimer aus Ravensburg (Suntheimius) wurde, welcher auf Befehl von Kaiser Max fünf Reisen durch Süddeutschland machte, um Handschriften zu sammeln, und welcher auf Grund eigener Anschauung eine Geographie Süddeutschlands schrieb, so ist damit wohl genugsam erwiesen, dass in Wien, und zwar nament-

[1] Sotzmann, Über J. Stabius und dessen Weltkarte vom Jahre 1515. Verhandlungen der Gesellschaft für Erdkunde. Berlin 1848. N. F. 5. S. 232.

lich an der Universität Anfang des 16. Jahrhundertes eine ganz hervorragende Thätigkeit auf geographischem Gebiete herrschte. Derselben ist besonders auch die Drucklegung älterer Geographen zu danken. Mehrmals wurden die geographischen Bücher des Pomponius Mela,[1] das geographische Lehrgedicht Periegesis des Dionysius, ferner Tacitus' Germania und Plinius' Naturgeschichte gedruckt. Im Ganzen sind bis 1560 in Wien 7 Werke über Physik — meist meteorologischen Inhalts — 13 über Naturgeschichte und 19 über Geographie gedruckt, wovon die Mehrzahl auf die Zeit Maximilian's entfällt.[1]) Inwiefern allerdings daneben geographischer Unterricht betrieben wurde, bleibt noch zu untersuchen; der Umstand, dass Peter Apian 1520 in Wien studierte,[2]) lässt aber wohl muthmaßen, dass damals hier für geographische Studien Gelegenheit geboten war.

Nach Maximilian's Tode sank die Bedeutung der Wiener Universität zusehends, nicht bloß weil ihr der kaiserliche Gönner fehlte, sondern weil die beginnenden confessionellen Wirren, Pest und Türkenbelagerung den Aufenthalt in Wien erschwerten. 1530 war der Besuch der Hochschule auf 30 Studierende gesunken[3]., während 1510—1520 jährlich 500—600 Immatrikulationen stattgefunden hatten. Kaiser Ferdinand rief die Universität 1533 gleichsam von Neuem ins Dasein, er gab ihr später zweimal, 1537 und 1554, neue Statuten[4], welche den Lehrplan genau fixierten, und die Lehrthätigkeit der Professoren auf bestimmte Fächer concentrierte. Beide Reformen trugen den Anforderungen einer humanistischen Bildung Rechnung, die erste jedoch mehr als die zweite. Wurde doch 1537 eine eigene Professur der Geschichte errichtet und bestimmt, dass der »zweite Mathematiker« neben Astronomie auch über »Geographia Ptolomei« zu lesen habe, während die althergebrachten Vorlesungen de coelo et mundo und de meteoris den beiden »naturlich Philosophei Professores« übertragen wurden. Dagegen wurde 1554 die Professur für Geschichte mit jener für Poetik vereinigt, und die Behandlung der ptolemäischen Geographie ganz aufgegeben, sodass sich der geographische Lehrstoff wieder auf die beiden Aristotelischen Bücher beschränkte, die von Anfang an den Inhalt der erdkundlichen Vorlesungen der Universität gebildet hatten.

Die Reform Ferdinands vom 1 Januar 1554 hat durch volle zwei Jahrhunderte die akademischen Verhältnisse bestimmt. Anfänglich, als Ferdinand und sein Nachfolger Maximilian II. tüchtige Kräfte für die Universität beriefen, ging deren Wirken weit über den engen Rahmen der Vorschrift heraus. Paul Fabricius, der zweite Mathematiker, war ein ausgezeichneter Astronom, dessen Thätigkeit sich auch erfolgreich auf geographische Forschungen ausdehnte. Er unternahm am 22. August 1574 mit seinem Collegen, dem pflanzenkundigen Mediziner Johann Aicholz und dem weitgereisten Botaniker Clusius eine Besteigung des 1892 *m* hohen Oetscher, um geographische Ortsbestimmungen zu machen, nachdem er schon eine nunmehr verschollene Karte Oesterreichs angefertigt hatte.[5]) Außerdem entwarf er eine Karte von Mähren. Der eigentliche Geograph jener Zeit war aber der Mediziner

[1]) Michael Denis, Wiens Buchdruckergeschichte bis MDLX, Wien, 1782.

[2]) S. Günther Peter und Philipp Apian Abhandlung der Königlichen Böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften VI. Folge. II. B. 1882.

[3]) Kink. Geschichte der kaiserlichen Universität, Wien, Bd. I. 1854, S. 255,

[4]) Abgedruckt bei Kink. a. a. O. Bd. II S. 345 und 372

[5]) Vergl Clusius Rariorum aliquot stirpium historia Antverpae 1583. p 557.

Wolfgang Lazius, welcher nicht bloß in sehr productiver Weise auf dem Gebiete der Geschichte thätig war, sondern auch Geographien von Ungarn 1556 und Oesterreich 1561 verfasste, beide begleitete er mit Karten, die er selbst gleich jenen von Tirol, Steiermark, Istrien und Kärnten in Kupfer stach. Nur vorübergehend wirkten in Wien der unstete Ungar Sambucus und der Franzose Postell, welche beide auch geographische Werke schrieben, wie auch Rithaimer, dessen Thätigkeit theilweise noch unter die Regierung Maximilians fällt, und welcher 1537 ein Büchlein über allgemeine Erdkunde veröffentlichte.

Als später aber die Berufung hervorragender Forscher aus confessionellen Gründen Schwierigkeiten machte, als aus gleichen Ursachen ausgezeichnete Gelehrte Wien verlassen mussten, als endlich zuerst vorübergehend 1617 und dann 1622 endgiltig die philosophische Facultät den Jesuiten übergeben wurde, da verknöcherte der Unterricht in den Normen Ferdinands und es trat eine neue scholastische Periode in der Geschichte der Wiener Universität ein, während welcher die Geographie muthmaßlich nur im bescheidenen Umfange nebensächlich betrieben wurde. Während früher Professoren der Universität, Stabius, Collimitius, Fabricius und Lazius sich der geographischen Aufnahme des Landes widmeten, und unter den 66 deutschen Kartographen des 16. Jahrhunderts, welche 1595 Ortelius im Theatrum mundi aufführt, fünf Wiener Professoren erscheinen, übertrugen die niederösterreichischen Stände dem »geruhmten und wolerfahren« Georg Matthäus Vischer, einem Tiroler Geistlichen, der nie in Beziehung zur Universität trat, die Mappierung des Landes, welche ausgezeichnet ausfiel.[1] Während im Anfange des 16. Jahrhunderts zahlreiche geographische Werke von Wiener Professoren gedruckt wurden, ist 1610 -1665 lediglich ein einziges Buch geographischen Inhalts, nämlich »Problema geographicum de descrepantia in numero ac denominatione dierum, quam, qui orbem terrarum contrariis viis circum navigant, et inter se, et cum iis, qui in eodem locum consistunt experiuntur« des Astronomen Paul Guldinus gedruckt.[2] Selbst der historische Unterricht wurde an der Universität gänzlich vernachlässigt, er wurde gleich dem der Physik erst wieder neubelebt, nachdem in Wien die Piaristen 1715 ein Gymnasium, in welchem auch Naturwissenschaften, Geographie und Geschichte gelehrt wurde, gegründet hatten.[3]) Aber noch 1735 führte ein Vortrag der Hofkanzlei über die mechanische Art des Unterrichtes Klage und verlangte die Errichtung einer Professur für Weltgeschichte.

Schon damals war eine Studienreform geplant, aber dieselbe kam erst unter der großen Kaiserin Maria Theresia zur Ausführung. Zuerst wurde nach dem Vorschlage von Gerhard van Swieten die medizinische Facultät reformiert, und seit 1752 erfuhr die philosophische Facultät eine Reihe sehr einschneidender Umgestaltungen, bis 1774 nach Aufhebung des Jesuitenordens die gesammte Universität ein neues Statut erhielt, welches eine bestimmte Lehrordnung einschloss. Der Lehrstoff der philosophischen Facultät wurde nach der praktischen Seite hin erweitert. Dem Freiherrn von Martini war die Errichtung neuer Professuren für gemeinnützige Wissenschaften, als Geschichte, Numismatik, Diplomatik, Erd-

[1]) Joseph Feil, Ueber das Leben und Wirken des Geographen Georg Matthäus Vischer, Berichte und Mittheilungen des Alterthumsvereines in Wien. Bd. II. 1857.

[2]) Scriptores antiquissimae et celeberrimae universitatis Viennensis pars III. 1712.

[3]) Kink. A. a. O. Bd. 1, S. 422.

beschreibung und Oekonomie zu danken[1], die Geographie fasste also neuerlich Wurzel in der Universität Wien, jedoch war ihr keine der zehn Lehrkanzeln ausschliesslich gewidmet, welche 1774 an der philosophischen Facultät festgesetzt wurden, sondern der Professor der Naturgeschichte war zugleich auch Professor der physikalischen Erdbeschreibung und Technologie, als solcher las er allgemeine Naturgeschichte mit physischer Erdbeschreibung, ferner Technologie. Diese Professur blieb bei den mancherlei Veränderungen, welche die philosophische Facultät in ihrem Bestande unter der Regierung Josef II. erfuhr, aufrecht erhalten, und es wurde zunächst von Professor Jordan, später von dem aus Prag berufenen, schon als Geograph thätig gewesenen Professor Josef Mayer Geographie gelesen.[2] Bei einer neuen, im Wesentlichen von Freiherrn von Martini ausgearbeiteten Studienordnung[3] aber entfiel für den Naturhistoriker die Aufgabe, physische Geographie vorzutragen, und es wurde im zweiten Jahre des philosophischen Lehrcurses Unterricht über den Globus nebst der alten und mittleren Geographie, hierauf die Universalgeschichte von Professor Mumelter von Sebernthal gelesen, während Professor Josef Mayer nur noch allgemeine Naturgeschichte vortrug. So ging die Geographie aus den Händen des Naturhistorikers in die des Historikers über. Als dann 1805 in einem kaiserlichen Handbillete die Geographie nicht mehr unter den nöthigen Lehrgegenständen aufführte, kündigte von Mumelter's Nachfolger, Riedler, der in diesem Jahre die Professur für Universalgeschichte antrat, nicht mehr den Unterricht am Globus an.

Die große Studienreform unter Kaiserin Maria Theresia und die späteren von Josef II. verfolgten im Wesentlichen praktische Zwecke, die Universität sollte tüchtige Beamte und Aerzte heranbilden, eine eindringlichere Pflege der Wissenschaft fiel ihr nicht zu. Die philosophische Facultät stellte im Wesentlichen einen Vorbereitungscurs für das Fachstudium der Mediziner, Juristen und Theologen dar, und der Unterricht in ihr war ein rein schulmäßiger. Um das übermäßige, von den Jesuiten gepflegte Auswendiglernen zu bekämpfen, wurde angeordnet, dass die Vorlesungen nach bestimmten Lehrbüchern gehalten werden sollten. Erxleben's Handbuch (Anfangsgründe der Naturgeschichte, Göttingen) diente als Grundlage der naturwissenschaftlichen und geographischen, Remer's Handbuch der allgemeinen Geschichte (Auszug, Wien 1785) für die historischen und geographischen Vorlesungen. Beide Bücher enthalten keine eigenen Abschnitte über Geographie. War sohin eine selbstständige wissenschaftliche Auffassung des Faches seitens des Professors unterbunden, so waren die Gegenstände, mit welchen der geographische Unterricht verbunden war, an sich auch so umfangreich, dass für eine intensivere Berücksichtigung der Geographie wenig Gelegenheit blieb. Es kann daher nicht Wunder nehmen, dass die damaligen Vertreter der Geographie an der Wiener Universität literarisch als Geographen kaum hervorgetreten sind — der früh verstorbene Mumelter hat lediglich historisch gearbeitet, dem vielseitigen Naturhistoriker Josef Mayer sind dagegen zwei Abhandlungen oceano-

[1] Colland, Kurzer Inbegriff von dem Ursprunge der Akademie und hohen Schule zu Wien. Wien 1796. S. 359.

[2] Nach gefälligen Mittheilungen von Herrn Dr. Karl Schrauf, dem Director des Universitätsarchivs.

[3] Abgedruckt bei Kink, Bd. II. S. 607, und Colland, S. 460.

graphischen Inhalts über das Leuchten des adriatischen Meeres (1786) und über einen harzigen Bestandtheil des adriatischen Meeres, beides in den Abhandlungen der königlich böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften, zu danken. Besonders rühmenswerth erscheint unter solchen Umständen, dass der gleichzeitige »ordentliche Lehrer der Naturgeschichte, physikalischen Erdbeschreibung und Technologie auf der königlich hungarischen Universität« Ludwig Mitterpacher S. J. ein Lehrbuch der physikalischen Geographie (Wien 1789, 2. Aufl. 1816) schrieb, das sich weit über das Niveau gleichzeitiger Werke erhob und heute noch durch seine stoffliche Gruppierung und klare unbefangene Darstellung hohes Interesse erweckt. Die eigentliche geographisch-kartographische Thätigkeit wurde um diese Zeit wie auch schon in früheren Jahrhunderten von Seiten der Mathematiker und Astronomen ausgeübt. Seit 1752 bis zur Aufhebung des Jesuitenordens (1773) wirkte an der Wiener Universität der Jesuit Liesganig, welcher während seiner Lehrthätigkeit die ältesten Gradmessungen in Oesterreich und Ungarn ausführte.[1] Ist dies Unternehmen auch nicht in allen Teilen mit gleicher Gewissenhaftigkeit ausgeführt[2]) worden, so bezeichnet es doch den Anfang einer geodätischen Vermessung Oesterreichs, welche grundlegend für alle späteren Arbeiten wurde. Seit 1773 in Galizien lebend, entwarf Liesganig von diesem Lande jene große Specialkarte, welche heute noch durch ihre Genauigkeit volle Aufmerksamkeit erregt und als die erste modernen Ansprüchen genügende Specialkarte eines österreichischen Landes zu gelten hat. So war denn in der Zeit Maria Theresia's wie in jener Maximilians die Universität Wien der Ausgangspunkt geographischer Landesaufnahmen in Oesterreich-Ungarn.

Die angedeutete Auffassung des philosophischen Studiums blieb in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts nicht nur bestehen, sondern erfuhr noch eine Einengung, als 1813 in einer allerhöchsten Entschließung direct ausgesprochen wurde, »dass der Zweck der Schule nicht sei, noch sein könne, Gelehrte zu bilden«. Damit war die Selbsterhaltung der Universität abgeschnitten. Die Geographie wurde in dieser Zeit lediglich am Gymnasium unterrichtet, an der Hochschule fand sie keine Vertretung und wurde in den im Universitätstaschenbuche angekündigten Vorlesungen nur in der Weise erwähnt, dass »diejenigen, welche nach geendigter Physik und Mathematik die nöthigen praktischen Begriffe, Berechnungen und Beobachtungen erlernen wollen, die zur Schiffarth, Geographie, Chronologie u. s. w. erforderlich sind«, Anleitung durch den Adjunkten der Sternwarte erhalten können.

Erst als die große Neuorganisation der Universität bereits nahe bevorstand, trat die Geographie wieder unter den Lehrgegenständen der Wiener Universität auf. 1846 habilitierte sich Dr. Roman Botzenhart für physikalische Geographie und Krystallographie, worüber er 1846 und 1847 vortrug; dem schon 1848 verstorbenen Gelehrten sind lediglich physikalisch krystallographische Arbeiten zu danken. 1848 habilitierte sich A. A. Schmidl, welcher bis 1850 über Methodik der Erdkunde mit Rücksicht auf die Einleitung zu Carl Ritters allgemeiner vergleichender Geographie, sowie Erdkunde von Österreich nach seinem Kaiserthum Österreich las. A. A. Schmidl nimmt eine sehr achtenswerthe Stellung unter den österreichischen Geographen ein. Er hat ungemein viel zur Erschließung der Alpenwelt beigetragen. Mehrmals gab er zusammen-

[1] Dimensio Meridiani Viennensis et Hungarici. Viennae 1770.

[2]) Wastler, Die Geodäsie auf steierischem Boden; Rectoratsrede a. d. k. k. technischen Hochschule Graz 1890.

hängende Werke über den Kaiserstaat heraus; durch seine Untersuchungen über die Höhlen Krains und das Bihargebirge sicherte er sich einen rühmlichen Platz unter den geographischen Forschern. Seine Lehrthätigkeit setzte er in Ofen fort, wohin er 1857 als Professor der Geographie am k. k. Josefspolytechnikum berufen wurde und wo er 1863 sein thatenreiches Leben beschloss.

Die zahlreichen Mängel, welche dem Universitätsstudium in Oesterreich in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts anhafteten, blieben keineswegs unbemerkt. Bereits 1844 wurde eine Commission eingesetzt, welche über eine Reorganisation der philosophischen Studien zu berathen hatte. Dieselbe überreichte 1846 einen Reformentwurf, in welchem als einer der Zwecke des Studiums der Philosophie bezeichnet wurde: »Pflege der allgemeinen Wissenschaften um ihrer selbst willen und somit nach ihrer ganzen Tiefe und Breite.« Dieser Gesichtspunkt lag der 1849 vollzogenen Reorganisation der österreichischen Universitäten zugrunde, zufolge welcher letztere die Lehrmethode und Organisation der deutschen Universitäten nicht ohne manche Verbesserungen annahmen. Zugleich erfolgte eine gänzliche Neugestaltung der Gymnasien. Dem Schöpfer des jetzigen höheren Unterrichtswesens in Oesterreich, dem Grafen Leo Thun, gebührt persönlich das große Verdienst bei dieser Reformation, der Geographie einen dauernden Platz unter den Lehrgegenständen der Universität angewiesen zu haben, und zwar erfolgte die Gründung dieser ersten Wiener Lehrkanzel für Geographie auf Grund einer Denkschrift von Friedrich Simony, dem damaligen Custoden am naturwissenschaftlichen Landesmuseum zu Klagenfurt. Simony selbst wurde am 23. April 1851 die Professur verliehen und er hat dieselbe bis zum Übertritte in den Ruhestand (Herbst 1885) durch volle 68 Semester verwaltet.[1]

Simony ist Naturhistoriker und die Erforschung der Alpen hat ihn etwa in dem Umfange wie H. B. de Saussure beschäftigt. Er studierte Aufbau und Zusammensetzung des Gebirges, dessen Seen und Gletscher und insbesondere dessen Eiszeitspuren, er verfolgte die Höhengrenzen der Gewächse und sammelte die Flora der Gipfel. Vor allem aber widmete er seine Kraft der Herstellung guter landschaftlicher Darstellungen. So ist denn die Bezeichnung eines Geologen in dem Sinne, wie sie de Saussure für denjenigen gebraucht, der die allgemeinen Probleme der Erdoberfläche studiert, auf Simony vollkommen anwendbar, und wie der große Genfer Forscher seine Untersuchungen namentlich in der Umgebung des Genfer Sees ausführte, so boten die Seen des Salzkammerguts Simony ein schier unerschöpfliches Untersuchungsfeld, er entwarf von ihnen Tiefenkarten mit einer Genauigkeit, welche erst durch die Seenforschung in der Schweiz erreicht worden ist, und hellte ihre Temperaturverhältnisse auf.

Diese Arbeitseinrichtung Simonys ist es gewesen, welche die Aufmerksamkeit des Grafen Thun erregte und um ihr, also der Erforschung des Landes, eine Vertretung an der Universität zu ermöglichen, wurde die Lehrkanzel der Geographie errichtet. Dieselbe hatte daher eine ganz andere Tendenz als die von Carl Ritter in Berlin eingenommene Professur, oder als die von Wappäus in Göttingen für Geographie und Statistik. Es zählte von vornherein die Geographie an der Wiener Universität zu den Natur-

[1] Simony. Die Zweitheilung der Geographie an der Wiener Universität. Oesterr.-ungar. Revue 1886 Heft IV.

wissenschaften, als solche wurden auf sie bezügliche Vorlesungen angekündigt. Simony las im Wintersemester 1851/52 als erstes Kolleg: »Naturwissenschaftliche Erdkunde, umfassend die Elemente der mathematischen Geographie, Orographie, Hydrographie, Pflanzen- und Thiergeographie, Geologie, unter steter Berücksichtigung der wechselseitigen Beziehungen der verschiedenen physischen Erscheinungen und Verhältnisse auf dem Erdkörper.« Erst später wurde hieran geändert, nachdem eine neue Prüfungsordnung für Gymnasiallehrer geschaffen worden war. Laut derselben wurde Geographie mit Geschichte verbunden, und dies ist aufrecht erhalten worden, es erfolgt die Ankündigung der geographischen Vorlesungen seither neben jener der historischen. Simony trug den geänderten Verhältnissen vollauf Rechnung. Er erweiterte im Sommersemester 1854 seine Vorlesung über naturwissenschaftliche, später als physikalische bezeichnete Geographie zu einer solchen über die Elemente der vergleichenden physikalischen Erdkunde mit Beziehung auf die Culturentwicklung der Völker, er las »Natur und Menschen im österreichischen Alpenlande« (Wintersemester 1858/59), die Völker der Erde und deren Culturentwicklung (Sommersemester 1864), zu wiederholtenmalen, ferner »Geschichte der Erdkunde von der ältesten bis auf die neueste Zeit«, »Die Staaten Europas in statistischen Parallelen«, »Handel und Verkehr in ihren Beziehungen zur materiellen und geistigen Cultur der Völker und Staaten« (Wintersemester 1874/75, 1879/80), sowie endlich »über das Europa des Alterthums mit vergleichender Beziehung auf die Gegenwart« (Sommersemester 1868). Von welcher Absicht sich Simony hierbei leiten ließ, hat er in der angeführten Arbeit ausgesprochen: »Der überwiegende Theil derjenigen, welche geographische Vorträge an der Universität hören, besteht aus angehenden Lehramtscandidaten für Mittelschulen. Bei diesen letzteren aber ist es unserer Ansicht nach von großer Wichtigkeit, dass sie nicht bloß mit der allgemeinen physikalischen Geographie und mit den physischen und topischen Verhältnissen der einzelnen Länder vertraut gemacht, sondern auch befähigt werden, ihren künftigen Schülern zu richtiger Zeit und am richtigen Orte das Verständnis für solche Daten zu erschließen, aus welchen sich die Verhältnisse der Bevölkerungsdichte, der Bevölkerungsbewegung, der Montan- und Bodenproduction, der Industrie, des Handelsverkehrs, der Communicationen, der geistigen Cultur, der staatlichen Macht und der politischen Verfassung, und zwar nicht nur des eigenen Vaterlandes, sondern auch der europäischen Staaten überhaupt wenigstens in den Hauptumrissen entnehmen lassen«.

Die Auffassung der Geographie blieb dabei aber bei Simony stets eine naturwissenschaftliche. Er hielt praktische Übungen im graphischen Darstellen und im naturwissenschaftlichen Landschaftszeichnen ab, er verknüpfte damit Excursionen, den Unterricht also aus dem Hörsaale in die Natur verpflanzend. In seinen Vorlesungen legte er großes Gewicht auf Anschauungsmaterial. Mit klarem Blicke und ruhiger Hand begabt, entwarf er selbst zahlreiche Zeichnungen, Diagramme, meteorologische und statistische Darstellungen, dafür in großem Maßstabe eine eigens durch Druck vervielfältigte Umrisskarte der Erde benutzend. Diese theilweise in den Fünfziger- und Sechziger-Jahren gezeichneten Tableaux sind um so bemerkenswerther, als sie sich an kein Vorbild anlehnen konnten; gedruckte Werke ähnlicher Art lagen damals noch kaum vor und diese ersetzen selbst heute noch nicht manche der von Simony mühsam gezeichneten, vielfach colorierten Tafeln. Dieselben sind zum Grundstocke eines geographischen

Cabinets geworden, welches Simony mit Hilfe einer ihm zu diesem Behufe gewährten Subvention allmählich vergrößerte, namentlich Lehrmaterialien anschaffend. Allein das alte Gebäude, in welchem sich die Universität damals befand, bot für eine derartige Sammlung weder genügenden Raum noch entsprechenden Schutz und, außer Stande, die angesammelten Lehrbehelfe ordentlich aufzubewahren, musste Simony schließlich auf die Vergrößerung der Sammlung und die ihm dafür zu Gebote gestandene Subvention verzichten. Als aber dann später, im letzten Jahre seiner Lehrthätigkeit die Universität ein neues prächtiges Gebäude bezog, wusste Simony einige Räume für die Sammlung zu sichern, welche die Aufschrift: Geographisches Institut erhielten.

Zahlreiche leider in viele Zeitschriften zerstreute und daher oft übersehene Publicationen zeugen von Simonys Forschungsdrang. An seine Lehrthätigkeit bewahrt eine große Zahl von Professoren an Österreichs Mittelschulen ein lebendiges Andenken, und ihr Unterricht hat vielfach dazu beigetragen, manche der wissenschaftlichen Ansichten Simonys, die er selbst nicht publicierte, wie z. B. eine Eintheilung der Alpen, zu verbreiten. Auch eine jüngere Generation akademischer Lehrer blickt in dankbarer Gesinnung auf den verehrten Nestor unter den Geographen, welcher, wiewohl er sein Amt vollkommen ausfüllte, doch auch gern Anderen Raum ließ, ihre Kraft der Geographie zu widmen. Nicht bloß haben gelegentlich Orientalisten wie Reinisch und Karabacek geographische Vorlesungen gehalten, sondern es trugen neben Simony in den Sechziger-Jahren zwei Docenten der Geographie Klun und J. R. Lorenz Geographie an der Wiener Universität vor. 1875—1881 lehrte Julius Hann besonders über physikalische Erdkunde, zunächst als Privatdocent, dann eine Professur für physikalische Geographie bekleidend, bevor er sich nach seiner Ernennung zum Director der k. k. meteorologischen Centralanstalt ausschließlich der Meteorologie und Klimatologie widmete. Besondere Schüler Simonys endlich sind Philipp Paulitschke und Karl Diener, jener seit 1883, dieser seit 1886 als Privatdocent habilitiert. In der Studentenschaft fielen die Anregungen Simonys auf fruchtbaren Boden, 1874 thaten sich Geographen und Historiker zu einem Vereine der Geographen zusammen, welcher seither ununterbrochen ein festes Band um die junge Geographie in Wien webt.

Nach überschrittenem siebenzigsten Lebensjahre trat 1885 Simony kraft gesetzlichen Bestimmungen in den wohlverdienten Ruhestand und in Anerkennung der dem Staate lange und treu geleisteten Dienste wurde ihm die Ernennung eines k. k. Hofrathes zu Theil. Für die Stelle, die er inne gehabt hatte, ließ sich kein Nachfolger gewinnen, der geeignet gewesen wäre, sie ganz auszufüllen; in jener Commission, welche über die Neubesetzung der erledigten Lehrkanzel zu berathen hatte, erwuchs daher der Vorschlag, dieselbe zu theilen in eine Professur für physikalische und eine zweite für historische Geographie. Dieser Vorschlag wurde im Professorencollegium einstimmig angenommen und seitens des Ministeriums für Cultus und Unterricht verwirklicht; im Laufe des Sommers 1885 wurden Wilhelm Tomaschek, damals Professor der Geographie an der Universität Graz und der Herausgeber, damals Privatdocent an der Universität München, zu Nachfolgern Simonys ernannt, und zwar beide zu Professoren der Geographie, Tomaschek mit speciellem Lehrauftrage für die historischen, der Herausgeber für die physikalischen Zweige der großen Wissenschaft. So war denn eine Doppelbesetzung der Professur erfolgt, entsprechend den Doppelbesetzungen anderer Fächer und beide Richtungen der Geo-

graphie, welche in der Zeit der Humanisten und jener der Aufklärung an der Wiener Universität gepflegt worden waren, hatten eine endgiltige Vertretung im Lehrkörper erlangt.

In herzlichster Weise hat F. Simony seine beiden Nachfolger in ihr neues Amt eingeführt und letztere haben als kostbares Vermächtnis übernommen, in dem Sinne ihres verehrten Vorgängers weiter zu wirken. Namentlich musste ihnen daran gelegen sein, die im neuen Universitätsgebäude für ein geographisches Institut reservierten Räumlichkeiten ihrer Bestimmung zuzuführen. Dies Bestreben wurde unterstützt durch drei besonders glückliche Umstände. Simony überwies dem geographischen Institute nicht bloß das ehemalige geographische Cabinet, sondern schenkte auch einen großen Theil seiner Privatbibliothek und Privatsammlung, so dass die Institutsbibliothek sofort einen festen Grundstock von über 1000 Nummern erhielt. Das hohe Ministerium für Cultus und Unterricht widmete zur Ergänzung der Sammlungen mehrmals außerordentliche Subventionen, verfügte die Anfertigung des nöthigen Mobiliars und gewährte seit 1887 dem Institute eine feste Jahresdotation. Endlich fand das Institut die wohlwollendste Förderung seitens verschiedener Privaten und Corporationen, nicht weniger als fünfzig einzelnen Spendern ist es zu Dank für zum Theile sehr namhafte Geschenke verpflichtet. So hat denn in fünf Jahren das geographische Institut der Wiener Universität seine Sammlungen an Nummernzahl verdoppelt, an Zahl der Bände und Karten verdreifacht.

Diese Sammlungen haben in erster Linie dem geographischen Studium zu dienen, sie enthalten daher keinerlei Seltenheiten oder gar Unica, welche ein geographisches Museum zieren würden, sie sind dazu da benützt und nicht bloß conserviert zu werden. In erster Linie umfassen sie Lehrmittel, deren gerade die geographischen Vorlesungen in besonderem Maße bedürfen. Als solche Lehrmittel sind vor allem die Wandkarten zu bezeichnen, welche in neuerer Zeit ja in ausgezeichneter Weise und in solcher Auswahl hergestellt werden, dass es kaum möglich ist, alle besseren Erscheinungen zu erwerben. Immerhin verfügt das Institut über deren 50. Die Karten des Hölzel'schen und viele Perthes'schen Verlages, ebenso wie die Kiepert'schen haben sich bei längerem Gebrauche als die zweckmäßigsten erwiesen, namentlich wegen der plastischen Darstellung des Reliefs. Keine Karte aber vermag ein wirkliches Bild eines Landes zu geben. Mit vollem Recht hat daher Simony durch Jahrzehnte darauf gedrungen, dass das Wort des Lehrers durch Ansichten und bildliche Darstellungen zu erläutern sei. Er hat bereits im geographischen Cabinet eine reiche Folge von Gebirgsansichten und Panoramen vereinigt, die nunmehr auf 180 Nummern angewachsen ist, dazu gesellte er zahlreiche nur theilweise durch Druck oder Photographie vervielfältigte seiner Handzeichnungen sowie eigens entworfene geographische Charakterbilder. Ein Zimmer des Institutes ist ausschließlich mit derartigen Werken Simonys geschmückt, während Hölzel's geographische Charakterbilder den Hörsaal und das Professorenzimmer zieren. Der Rest der 100 Bilder wird in Schubladen aufbewahrt. Den Werth von Photographien als fast vollkommen naturgetreuer Landschaftsdarstellungen erkennend, hat schon Simony eine beträchtliche Anzahl alpiner Photographien zusammengestellt, dazu sind in den letzten 5 Jahren Ansichten aus verschiedenen anderen Theilen Europas, sowie von nordamerikanischen, afrikanischen und asiatischen Landschaften gesellt worden, so dass die Photographiensammlung heute etwa 500 Quartbilder umfasst. Hochwichtig

zur Erläuterung der Vorlesungen sind weiter gute Reliefs, deren das Institut 26 besitzt, darunter befinden sich sauber in Holz geschnitzte Reliefs von Seen der Ostalpen, sowie als Geschenk des Autors, Pomba's großes Relief von Italien im Maßstabe 1:1,000.000 auf gekrümmter Oberfläche, ein Werk, das nicht bloß die relativen Größendimensionen der Unebenheiten der Erdkruste veranschaulicht, sondern namentlich auch ungemein das Verständnis von Projectionsarten erleichtert. Die trockene Aufzählung von Ziffern, die gelegentlich in den Vorlesungen nöthig wird, suchte Simony vor allem durch graphische Darstellungen zu ersetzen, welche namentlich klimatologische und statistische Daten veranschaulichen. Dazu sind verschiedene geologische Profile und hydrologische Darstellungen gefügt worden, sodass nun mehr 100 solcher Tableaux vorliegen; eine Vermehrung der klimatologischen Tafeln war deshalb unnöthig, weil die reiche Sammlung meteorologischer Diagramme, welche Julius Hann für seine Vorlesungen fertigen ließ, im Institute aufbewahrt wird und der Benützung zugänglich ist. Sechs Globen genügen den Bedürfnissen des Institutes, außerdem werden die Vorlesungen über mathematische Geographie durch Schmidt's Tellurium wirksam unterstützt. Eine von Simony angelegte etwa 1000 Stücke zählende, geologische Handsammlung erweist sich vielfach als recht nützlich zur Erläuterung der meist von Historikern besuchten Collegien; dieselbe ist durch Zusammenstellung seltener Erosionsformen auch dem Geologen interessant. Herausgeber gesellte dazu die Belegstücke, welche er gelegentlich seiner Untersuchungen in den Ostalpen sammelte. Simony sammelte ferner verschiedene nahe der Baumgrenze gewachsene Hölzer an, welche Collection mehrfach die Aufmerksamkeit von competenten Botanikern erregte und vieles zur Veranschaulichung der Vegetationsgrenzen beiträgt.

Vorlesungen allein genügen heute für die Zwecke des akademischen Unterrichtes nicht mehr. Die Studenten sollen nicht bloß hören, sondern sich auch in den einzelnen Wissenschaften üben. Graf Leo Thun's Universitätsreform trug diesem Verlangen vollauf Rechnung und es wurden Seminare für die einzelnen Disciplinen in's Leben gerufen. In diesen Seminarien wird die Technik des wissenschaftlichen Studiums und der wissenschaftlichen Darstellung geübt, die Studierenden treten mit ihren Arbeiten hervor, der Lehrer wird zum Kritiker. Diese Seminare erfüllen zugleich auch den Zweck einer Vorbereitung des Studierenden auf seinen Beruf, das geographische Seminar wird daher vornehmlich von Lehramtsaspiranten besucht, es werden geographische Constructionen — Kartenentwürfe, Landkarten und Diagramme — geübt, sowie selbstständige Vorträge gehalten. Die Institutssammlungen haben alle diese Übungen zu unterstützen. Sie umfassen daher die nöthigen Zeichenmaterialien, Reisbretter, Zirkel, Lineale, Pantographen etc. für die Constructionen, sowie jene Werke allgemeineren oder besonderen Inhalts, welche sich als Vorwurf für Vorträge oder zum Studium eignen. Mit voller Absicht wurden daher zahlreiche Lehr- und Handbücher in die Institutsbibliothek aufgenommen, und zwar nicht bloß der Geographie, sondern auch der verwandten Wissenszweige. Überdies wurden einige der gebrauchlichsten Schulbücher und Atlanten angeschafft, um dem Lehramtsaspiranten frühzeitig schon mit seinem späteren Lehrmateriale bekannt zu machen.

Aber nicht bloß Lehrer sollen herangebildet, sondern auch die Geographie als solche soll gepflegt werden und dafür hat neben dem Seminare vor allem das Institut selbst zu sorgen, indem es bei steter

Berathung durch den Lehrer die Möglichkeit zu jenem selbstständigen Studium eröffnet, das die erste und alleinige Grundlage aller Forschung ist. Soll in einem geographischen Institute die geographische Wissenschaft betrieben werden, so muss es den gegenwärtigen Stand derselben zu überblicken ermöglichen, es muss sich der Studierende mit der geographischen Literatur vertraut machen können. Dies Ziel vollständig zu erreichen, ist wohl ein Ding der Unmöglichkeit und es wurde daher von vornherein davon abgesehen, eine große geographische Bibliothek anzulegen. Nur nach einer Richtung hin wurde versucht eine gewisse Vollständigkeit zu erzielen, indem vor allem das Augenmerk darauf gerichtet wurde, die hauptsächlichsten geographischen Erscheinungen über die österreichisch-ungarische Monarchie zu sammeln, wobei auch Gewicht darauf gelegt wurde, dass die älteren geographischen Arbeiten Wiener Gelehrter im Institute vertreten sind. Dasselbe besitzt daher einen neuen Abdruck der Weltkarte von Stabius, sowie Karten von Lazius, Sambucus und Liesganig, ferner die noch unveröffentlichten Tiefenkarten der Seen des Salzkammergutes von Simony. Der Studierende kann also die Literatur über das ihm zunächst liegende Land kennen lernen, er kann die Quellen in die Hand nehmen, aus denen er Belehrung über die Heimat schöpfen soll, und indem er diese Quellen am wenigsten in rein geographischen, sondern in geologischen, meteorologischen, anthropologischen, statistischen und anderen Veröffentlichungen findet, lernt er zugleich die Vielseitigkeit der geographischen Literatur praktisch kennen. Diese Erfahrung wird ihm das Studium der Literaturen über andere Länder erleichtern und um dazu wenigstens den Schlüssel zu bieten, sind nicht bloß einige Hauptwerke über fremde Länder vertreten, sondern vor allem Nachschlagewerke angeschafft. Daher findet der Studierende ebenso Vivien de St. Martin's Dictionnaire, wie Hunter's und Bartholomew's Gazetteer und Stein-Wappäus Handbuch u. s. w. Vor allem aber wurde dafür Sorge getragen, dass neben Petermann's Mittheilungen die Zeitschriften jener drei geographischen Gesellschaften (Paris, London und Berlin), welche den Fortschritt des geographischen Wissens am getreuesten spiegeln, für die Institutsbibliothek erworben wurden, was um so nöthiger war, als dieselben an keiner öffentlichen oder geographischen Bibliothek Wiens complet vertreten sind, wie denn überhaupt manche Anschaffungen für das geographische Institut durch die Wiener Bibliotheksverhältnisse bedingt worden sind. Es beläuft sich die Zahl der Bände im geographischen Institute auf über 2200.

Einen Theil der Bibliothek des Instituts bildet dessen Kartensammlung. Wiederum ist in derselben Oesterreich-Ungarn am ausgiebigsten vertreten und es ist versucht worden, die wichtigsten größeren Kartenwerke über die Monarchie aus den letzten beiden Jahrhunderten zu vereinigen. Von den anderen Ländern Europas sind Typen der Specialkarten angeschafft, welche vielfach auch zugleich zur Veranschaulichung besonderer Reliefverhältnisse dienen. Die unmittelbar an die Monarchie angrenzenden Gebiete sind natürlich dabei besser bedacht, als die ferner liegenden. Von anderen Erdtheilen sind zumeist Übersichtskarten erworben, für den Orient jedoch auch Specialkarten, soweit deren vorliegen, so z. B. Specialkarten des Kaukasus, von Turkestan und Vorderindien, so auch die Seekarten für den Weg nach Ostindien. Die hauptsächlichsten Atlanten, der Zahl nach 85, sind vorhanden. Um eine allseitige Verwerthung der Karten zu ermöglichen, sind dieselben nicht aufgezogen und befinden sich in Mappen und flachen Schubladen. Die in

die Zeitschriften gehörigen Karten sind denselben beigebunden, von ihnen sind in der Art wie in den Inhaltsverzeichnissen zu Petermann's Mittheilungen Übersichten entworfen, welche sofort die Auffindung gewünschter Karten ermöglichen und überdies zeigen, wie außerordentlich ungleichmäßig die Fortschritte in der geographischen Erschließung der Länder in den letzten Jahrzehnten erfolgten. Die Zahl der im Institute befindlichen Kartenblätter übersteigt 4000.

Bibliothek und Kartensammlung sind nur literarische Erfordernisse geographischer Arbeit, sie sind gleichsam Aufspeicherungen von Beobachtungen, welche zu den verschiedensten Verwerthungen einladen, sie gleichen den Quellenwerken, welche den Geschichtsforscher beschäftigen. Darin ist wohl die enge Beziehung von Geographie und Geschichte zunächst begründet, dass viele geographische Arbeit sich ausschließlich historischer Untersuchungs- und Darstellungsweisen bedienen muss. Es ist eben ausgeschlossen, dass der Geograph alles das gesehen hat, über das er zu lehren hat. Aber jener Geograph würde den Boden unter den Füßen verlieren, der nicht selbst sieht und selbst beobachtet. Darum erscheint die Anregung zur geographischen Beobachtung als eine Hauptaufgabe des geographischen Unterrichtes auf der Universität, der sich dann aus dem Hörsaal in die Natur verlegt. Dies wird wesentlich begünstigt durch die Lage von Wien, dessen Umgebung eine wahre Fülle geographischer Gegensätze bietet. Hier stoßen Gebirge und Ebene, Wald und Steppe, Deutsche, Magyaren und Slaven zusammen, die benachbarten Alpen ermöglichen das Studium der verschiedensten Berg- und Thalformen, der Höhengrenzen, sie gewähren einen Einblick in die auf der Erdoberfläche umgestaltend wirkenden Kräfte, bald in Durchbrüche eingeengt, bald in Thalbecken verwildert ist die Donau das Beispiel für die Entwicklung eines großen Stromes; die nach jedem Regengusse heftig anschwellende Wien verräth im Vergleiche zur ruhiger fließenden Schwechat den Einfluss der Bodenbeschaffenheit auf den Wasserstand der Flüsse. Wie auf der einen Seite die Bodengestalt, auf der anderen die Nationalität die Wohnweise bedingt, lehren Ausflüge in den Wiener Wald und in das Pressburger Comitat; der einsam im Felde bei Petronell stehende römische Triumphbogen mahnt, wie wenig fest menschliche Siedlungen liegen.

Mehrmals im Jahre werden daher mit den Studierenden der Geographie kürzere oder längere Ausflüge unternommen, welche zunächst das Auge schärfen sollen, um die charakteristischen Züge der Bodengestaltung und Bodenbekleidung, die Elemente des Landschaftsbildes und damit den eigentlichen Gegenstand topischer Schilderung kennen zu lernen. Daneben werden gelegentlich mit dem Compass Routenaufnahmen gemacht, also Material für die Construction von Karten gesammelt. Regelmäßig werden bei den Wanderungen Höhen und Temperaturmessungen vorgenommen, wofür Barometer und Thermometer im Institute zur Verfügung stehen. Überdies besitzt dasselbe als werthvolle Geschenke Simony's dessen großen Theodolit und dessen Lotapparat, sowie einen allerdings sehr primitiven Sextanten, der im Laufe der Zeit durch einen besseren ersetzt werden soll. Es ist daher die Gelegenheit gegeben, auch die Grundzüge der geographischen Ortsbestimmung nach Meereshöhe, beziehungsweise Tiefe, Länge und Breite zu üben. Für die meisten Studierenden hat dies allerdings nur einen theoretischen, deswegen aber ja nicht zu unterschätzenden Werth, wenn aber unsere Culturländer, deren Oberfläche mit peinlicher Genauigkeit mappiert ist, nur höchst selten mehr Gelegenheit bieten, durch Vornahme geographischer Orts-

bestimmungen wirklich etwas Neues kennen zu lernen, sohin nicht mehr zur rein geographischen Forschung locken, so stellt die Ausmessung ganzer Länder, von Höhenschichten, von stehenden Gewässern und Flussgebieten, der Länge von Flüssen, Grenzen u. s. w. eine noch nicht erschöpfte Aufgabe echt geographischer Studien dar; für dieselben sind zwei Amsler'sche Polarplanimeter und einige Curvenmesser angeschafft.

Die mannigfaltige Gelegenheit zum Studium der Geographie an der Universität Wien[1] wird von den Studierenden mit anerkennenswerthem Eifer benutzt. Die rein geographischen Vorlesungen, deren durchschnittlich wöchentlich zwölf in einem dreijährigen Cyclus gehalten werden, erfreuen sich eines steigenden Besuches, die Kollegien über geographische Hilfswissenschaften, namentlich Geologie und Meteorologie werden gleichfalls vielfach gehört, und das wiederholte Unternehmen jüngerer Botaniker, pflanzengeographische Vorträge zu halten, fand guten Boden. Obwohl ferner am geographischen Seminare nicht wie an anderen Seminaren Stipendien existieren, so erfreut es sich doch einer regen Theilnahme, und das geographische Institut ist zu einem Sammelpunkte begeisterter Jünger der Erdkunde geworden. Seine Bibliothek leiht im Jahre durchschnittlich über 300 Bände an Studierende aus, abgesehen von den im Institute selbst gebrauchten Bänden; ihre Verwaltung beschäftigt den Assistenten des Institutes ziemlich ausgiebig. Die beiden Arbeitszimmer gewähren kaum noch Platz genug zur Vornahme der verschiedenen Arbeiten der Praktikanten, welche Arbeiten an den Vormittagen aller Wochentage unter steter Beaufsichtigung und Überwachung stattfinden. Die geographischen Excursionen erfreuen sich gleichfalls starker Betheiligung, wiewohl sie gelegentlich den Studierenden nicht geringe Opfer auferlegen. Erstreckten sie sich doch selbst bis nach Oberitalien. Der schon erwähnte Verein der Geographen, dessen Mitgliederzahl in den letzten Jahren 60 überschritt, hat sich entschlossen, einige der Instituts-Arbeiten auf seine Kosten zu veröffentlichen. Diese »Berichte des Vereines der Geographen an der Universität Wien« haben dadurch einen wissenschaftlichen Charakter angenommen und ermöglichten die Aufrecht-Erhaltung eines Schriftentausches, welcher der in dem Vorzimmer des geographischen Institutes aufgestellten Vereinsbibliothek, damit auch dem Institute zugute kommt. Versammlungen des Vereins werden nicht bloß von Studierenden, sondern auch von der Mehrzahl der in Wien lebenden Geographen besucht. Endlich hat sich 1887 an der Universität eine Section des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins gebildet, deren 100 Mitglieder mit Eifer den körperstählenden, zu Beobachtung und geographischem Studium anregenden Wanderungen in der herrlichen Alpenwelt obliegen.

Anleitung zu wissenschaftlich geographischer Thätigkeit, Erziehung zur Production, das ist die Aufgabe des geographischen Institutes. Die Erreichung dieses Zieles ist nicht bloß abhängig von der Einrichtung und Frequenz des Institutes, sondern namentlich auch von Talent, Vorbildung und bis zu einem gewissen Grade von Vermögensverhältnissen der Studierenden; allen diesen Umständen muss bei Anregung der im Institute vorzunehmenden Arbeiten Rechnung getragen werden, letztere werden daher weniger die Forschungsrichtung des Lehrers, als das Können des Schülers repräsentieren. Da die Mehrzahl der Geo-

[1] Vergl. L. Poirol. L'enseignement de la géographie à Vienne. Revue de l'enseignement IX. 1889, p. 54

graphen unter den Studierenden sich auf den Lehrberuf vorbereitet und daher Geographie nur neben Geschichte betreiben kann, so ist die Gewinnung einer allseitigen geographischen Kenntnis auf naturwissenschaftlicher oder mathematisch-physikalischer Grundlage außerordentlich erschwert, und überdies hindert die Vermögenslage vieler Studierender, dass sie in dem Maße wie wünschenswerth, in der Natur selbst studieren, zumal da Reisestipendien, wie sie dem Philologen zu Gebote stehen, dem Geographen fehlen. Endlich sind dem Geographen von Fach weder Stellen an Archiven noch an Landesmuseen offen und er ist ausschließlich auf die unsichere Zukunft eines Forschungsreisenden und Kartographen oder auf eine beschränkte Anzahl von Professuren an den Hochschulen angewiesen. Alles dies ermuntert nicht gerade, das Studium der Geographie als Lebensaufgabe zu wählen.

Es zeugt gewiss von lebendigem Streben der Studierenden und von hohem Interesse, welches die Erdkunde einflößt, wenn trotz der eben berührten schwierigen Verhältnisse der Eifer an geographischen Arbeiten nie nachließ, und so ist es denn gekommen, dass aus dem geographischen Institute der Wiener Universität schon eine Anzahl Arbeiten hervorgieng. Die meisten derselben haben in den Berichten des Vereines der Geographen Raum gefunden, die größeren, welche als Inaugural-Dissertationen dienten, erheischten eine besondere Herausgabe. Das hohe Ministerium für Cultus und Unterricht, welches dem geographischen Institute stets besondere Fürsorge angedeihen ließ, ermöglichte die Veröffentlichung eines ersten Heftes: »Arbeiten des geographischen Institutes der k. k. Universität Wien« durch eine Subvention, welche den einzelnen Autoren als Anerkennung ein Honorar, dem Verleger eine Beisteuer zu den Druckkosten gewährte.

Möchte sich dieses Heft solcher Unterstützung würdig erweisen, möchte es darthun, dass die Pflege der Geographie, die seit Jahrhunderten an der Wiener Universität zu Nutz der Wissenschaft und zum Vortheile des Staates betrieben wurde, nicht erloschen ist, möchte es dem Altmeister Simony bekunden, dass die von ihm angebahnte Errichtung eines geographischen Institutes eine gedeihliche Entwicklung nimmt.

Arbeiten des geographischen Institutes.

Bisher erschienen:

1886 1. **Anton Swarowsky** aus Böhmen. Die Schwankungen des Neusiedler Sees. Bericht über das XII. Vereinsjahr des Vereines der Geographen. S. 15.

2. **Hans Puchstein** aus Pommern: Die mittlere Tiefe und das Volumen der Seen der deutschen Alpen. Ebenda. S. 18.

1887 3. **Julius Beneš** aus Wien: Das Areal der Ostalpen. XIII. Bericht. S. 14.

4. **Joseph Führnkranz** aus Wien. Orometrische Skizze der Trenta-Gruppe. Ebenda. S. 19.

5. **Karl Grissinger** aus Wien. Die Regenvertheilung in den Central-Karpathen von 1871–85. Ebenda. S. 26.

6. **Franz Heiderich** aus Wien: Die mittlere Höhe der Pamirgebiete. Ebenda. S. 33.

7. **Theodor Herzberg** in Wien. Die kosmographische Gesellschaft und das kosmographische Institut in Wien. Ebenda. S. 38.

8. **Dr. Robert Sieger** aus Wien. Schwankungen der innerafrikanischen Seen. Ebenda. S. 41.

1888 9. **Dr. Robert Sieger** aus Wien. Neue Beiträge zur Statistik der Seespiegelschwankungen. XIV. Bericht. S. 11.

10. **Ludwig Kurowski** aus Wien. Das reducierte und wahre Areal der Oetzthaler Gletscher. Ebenda. S. 25.

11. **Joseph Führnkranz** aus Wien. Untersuchungen über die Genauigkeit der hypsographischen Curve. Ebenda. S. 36.

12. **Karl Grissinger** aus Wien. Die Schneegrenze in der hohen Tatra. Ebenda. S. 44. Übersetzt in Proceedings Geographical Society of Manchester 1888. S. 198.

13. **Julius Beneš** aus Wien. Die wahre Oberfläche des Böhmerwaldes im Vergleich zu ihrer Projektion. Ebenda. S. 50.

14. **Franz Heiderich** aus Wien: Die mittlere Höhe Afrikas. Petermanns Mittheilungen 1888. S. 209.

15. **Dr. Robert Sieger** aus Wien. Die Schwankungen der hocharmenischen Seen seit 1800 in Vergleichung mit einigen verwandten Erscheinungen. Mittheilungen der k. k. geographischen Gesellschaft Wien 1887. S. 95, 159, 390.

1889 16. **Ludwig Kurowski** aus Wien. Die Vertheilung der Vergletscherung in den Ostalpen. Bericht über das XV. Vereinsjahr des Vereins der Geographen. S. 12.

17. **Richard Michael** aus Breslau. Meeraugen d. Deutschen Reiches. Ebenda. S. 32.

18. **Johann Müllner** aus Wien. Die Bevölkerungsdichte Tirols. Ebenda. S. 32.

19. **Julius Beneš** aus Wien: Die gebräuchlichen Bergbezeichnungen im Čechisch-Slovakischen. Ebenda. S. 48.

1890 20. **Johann Cvijić** aus Serbien. Die mittlere Höhe und der Flächeninhalt des Königreiches Serbien. Annal géol. de la péninsule balkanique. Belgrad. III.

In Druck befindlich:

21. **Ad. E. Forster** aus Böhmen: Die Temperatur der Flüsse Mitteleuropas. XVI. Bericht des Vereines der Geographen.

22. **Richard Michael** aus Breslau. Die Vergletscherung der Lassing-Alpen. Ebenda.

23. **Johann Müllner** aus Wien. Die Vertheilung der Bevölkerung Tirols nach den Höhenverhältnissen der bewohnten Fläche. Ebenda.

24. **Johann Cvijić** aus Serbien: Eine Besteigung des Schar-Dagh. Ebenda.

Druckfehler:

Seite 8: Zeile 14 lies 153 *m* statt 453 *m*.
» 85: Absatz 3, Zeile 2 lies S. 84 statt 48.
» 95: Absatz 2, Zeile 7 lies 0°—70° S statt 80°—70° S.
» 95: Absatz 2, Zeile 8 lies 80° N—70° S statt 0° N—70° S.
» 101: Zeile 3 von unten der Anmerkung lies Ellipsoid statt Eipsoid.
» 130: Lies im Nenner der aus Gleichung IX hergeleiteten Formel m^2 statt m_2
» 141: Zeile 10 von unten schalte hinter 461 km^3 ein [3]) ein.
» 141: Zeile 4 von unten lies [4]) statt [3]).
» 148: Absatz 2, Zeile 8 lies ergeben statt erheben.
» 160: Zeile 3 von unten lies im einzelnen statt in einzelnen.

Die Eisverhältnisse der Donau in Bayern und Österreich von 1850—90.

Von

Dr. Anton Swarowsky

Assistent an der Lehrkanzel für Geographie an der Universität Wien.

Mit zwei Tafeln und zahlreichen Tabellen.

In der Geschichte Wiens findet man häufige Angaben über Verwüstungen von Ländereien, Zerstörung von Hab und Gut und sonstige Unglücksfälle, welche durch Eisgänge der Donau hervorgerufen wurden. Als im Winter von 1829 auf 1830 dem bei Eisgang eingetretenen Hochwasser zahlreiche Menschenleben zum Opfer fielen, und sich in Folge der winterlichen Hochfluten mannichfache Schäden im Verlaufe der Dreißiger- und Vierziger-Jahre wiederholten, begann man sich ernster mit dem Übel zu beschäftigen. Es wendete sich die Donaudampfschifffahrts-Gesellschaft mit einer Reihe von Fragen betreffs der Bildung und Zerstörung der Eisstöße an ihre Agentien, und W. Haidinger, der eifrige Förderer der Naturwissenschaften in Wien, nahm zu wiederholten Malen Anlass, den Gegenstand in den Berichten von Freunden der Naturwissenschaften zu discutieren. Er setzte es auch bei der Regierung durch, dass die Donauwasserbauämter die Weisung erhielten, nach den Instructionen von Dr. J. Arenstein in Budapest Beobachtungen über die Eisverhältnisse anzustellen und dieselben in Form von Tabellen und graphischen Darstellungen der k. k. Statthalterei einzusenden. Von hier gelangten diese durch das Ministerium des Innern an die kaiserliche Akademie der Wissenschaften.

W. Haidinger wollte sie anfangs selbst in Arbeit nehmen und hat auch die Beobachtungen eines Winters in den Denkschriften der Akademie behandelt [1], später wurde aber auf seinen Antrag das Material C. Fritsch, dem damaligen Vicedirector der Centralanstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus, zur Bearbeitung übergeben, welcher es in einer größeren und drei kleineren [2] Abhandlungen verwerthete, so dass die Beobachtungen bis zum Winter 1872/73 bearbeitet erscheinen. Sie werden seitdem fortgesetzt, aber die einschlägigen Aufzeichnungen für die Winter 1872/73 bis 1878/79 sind verloren gegangen.

[1] W. Haidinger, »Bericht über die Eisdecke der Donau in Ungarn im Winter 1857/8«. Denkschr. d. k. Akad. der Wissensch. XVIII. Bd.

[2] C. Fritsch, »Die Eisverhältnisse der Donau in Österreich ob und unter der Enns und Ungarn in den Jahren 1851/52 bis 1860/61«. Denkschriften d. kais. Akad. d. Wissensch. XXIII. Bd. — C. Fritsch, »Die Eisverhältnisse der Donau bei Wien in den Jahren 1853—1862«. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wissensch. math. nat. Cl. XLVI. Bd. — C. Fritsch, »Die Eisverhältnisse der Donau in den Jahren 1862/63 und 1863/64«. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wissensch. LVII. Bd. — C. Fritsch, »Die Eisverhältnisse der Donau in den Jahren 1864/65—1867/68«. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wissensch. LVIII. Bd.

Herr Hofrath Jul. Hann überließ die vorhandenen in der freundlichsten Weise dem Geographischen Institute der Universität Wien zur wissenschaftlichen Verwerthung. Hier entstand unter dem Beistande meines hochverehrten Lehrers, des Herrn Professor A. Penck, vorliegende Abhandlung, welche sowohl das publicierte als auch unveröffentlichte Material in ähnlicher Weise zu verwerthen sucht, wie es seitens Rykatschews für die russischen Ströme geschehen ist. Für den mir geleisteten Beistand bei Beschaffung des Materials und das sonstige Entgegenkommen statte ich sowohl Herrn Professor A. Penck, als auch Herrn Hofrath J. Hann meinen besten Dank ab.

Um die Lücke in den Aufzeichnungen der Beobachtungen auszufüllen, bereiste ich die an der Donau liegenden Pegelstationen Ober- und Niederösterreichs, wo ich nicht nur die beste Aufnahme, sondern auch die gewünschten Aufschlüsse fand. Da auch in Bayern ähnliche Beobachtungen gemacht werden, begab ich mich nach München, wo ich vom Staatsministerium des Innern und der k. Obersten Baubehörde die Bewilligung zur Einsichtnahme der Pegelbeobachtungen und Hochwasseracte bei den betreffenden Straßen- und Flussbauämtern erhielt. Dank der Liebenswürdigkeit des Herrn Oberbaudirectors von Siebert konnte ich in München die nothwendigen Excerpte aus den umfangreichen Acten vornehmen, wobei mir Herr Bauamtsassessor F. Beutel mit Rath und That zur Seite stand. Nebst einer theilweisen Ergänzung der Excerpte wurden mir an den Straßen- und Flussbauämtern Augsburg, Dillingen, Neuburg, Ingolstadt, Regensburg und Deggendorf manche Einzelheiten bekannt, und die eigene Anschauung wie die Erfahrung anderer bereicherten meine Kenntnisse über die Stromverhältnisse der Donau in Bayern und Österreich; ebenso förderten häufige Besuche der Donau während des Winters einen Theil dieser Abhandlung.

Die Donau von der Iller- bis zur March-Mündung.

Die Donau legt auf ihrem 2900 *km* langen Laufe von Donaueschingen bis zur Mündung drei Breitegrade gegen Süden und zwanzig Längengrade gegen Osten zurück, wobei sich ihre Fallhöhe auf 677 *m* beläuft. Nachdem sie den Jura in einem mit mäßigen Weitungen und stattlichem Gefälle ausgezeichneten Thale bei Unter-Marchthal verlassen hat, tritt sie als Nordgrenze des deutschen Alpenvorlandes in einen breiten Thalboden, der bis zum Eintritte in das böhmische Massiv nur zweimal unterbrochen wird, nämlich zwischen Steppberg-Neuburg und Neustadt-Niederwinzer. An diesen Stellen schnürt sie entgegentretende Vorsprünge vom schwäbisch-fränkischen Jura durch tiefe, enge Einschnitte ab, welche das Thal in drei weite Thalebenen zerlegen. In der oberen, welche sich bei Steppberg schließt, nimmt die Donau zwei größere Alpenzuflüsse, die Iller und den Lech, auf, deren Geröllmassen sie trotz ihres beträchtlichen Gefälles von 0.83‰ nicht fortzuführen vermag. Die abgelagerten Geschiebe haben vielfache Unregelmäßigkeiten im Flussbette hervorgerufen und den Thalgrund erhöht. Da aber die k. bayerische Stromverwaltung den größten Theil dieser Stromstrecke in eine Hauptader zusammengefasst hat, so zeigen nur noch kleinere Partien bei Günzburg und unterhalb Dillingen die Stromverästelung in demselben verwilderten Zustande, wie er früher auf der ganzen Strecke herrschte. In dem folgenden kurzen Durchbruche vermindert die Donau ihr Gefälle auf 0.73‰ und betritt dann bei Neuburg die zweite Thalebene, in der Accumulation und Stromtheilung gleichfalls Regulierungsbauten noth-

... gemacht haben. Unterhalb Neustadt nähern sich die Thalgehänge ... mehr, bis sie 4 *km* oberhalb Kehlheim an der langen Wand ...g zusammentreten, und nicht einmal die Anlage eines Treppel... möglichen; hiezu kommen noch aufragende Felsklippen und ..., welche besonders bei *km* 169 d[1]) der Schiffahrt Schwierig...ten. Im Kehlheimer Kessel, auf den die Befreiungshalle ..., weitet sich das Thal bei der Ausmündung der Altmühl ..., doch setzt es sich in geringer Breite bis Niederwintzer fort, ... das fruchtbare Donaugäu, die dritte Thalebene, übergeht. Hier ... das Gefälle bis zum Austritt des Flusses bei Pleinting auf ... verringert, ja zwischen Straubing und Isarmündung bei *km* 279 ...83 beträgt es nur 0,045°/₀₀, ein Betrag, der sich erst wieder im ...nonischen Becken einstellt. In zahlreichen Serpentinen, aber nicht ...wildert, zieht sich die Donau träge dahin, am linken Ufer nimmt sie ... Naab und den Regen, am rechten Ufer unterhalb Deggendorf die Isar auf.

Bei Pleinting beginnt ein zweiter charakteristischer Theil des Donau...laufes, welcher bis Krems anhält und als Durchbruch des böhmischen Massivs erscheint, nur an zwei Stellen, bei Linz und bei Aschach, berührt der Strom auf kurze Strecken das österreichische Alpenvorland und beide Male stellen sich Thalebenen ein mit denselben Erscheinungen wie in Bayern.

Die erste Strecke des Durchbruchs von Pleinting bis Aschach verläuft in großer Regelmäßigkeit, abgesehen von einzelnen Felsriffen, welche das Strombett durchsetzen und die Naufahrt einengen, so besonders die Hönig- und Hackelsteine oberhalb Passau und der Jochenstein am Beginn der österreichischen Stromstrecke. Besondere Wichtigkeit erlangt dieser Theil durch die im böhmischen Massiv erfolgende Einmündung des Inn, welcher die Donau förmlich zurückstaut und ihre Wassermenge fast auf das Doppelte vergrößert. Die zugeführten Inngeschiebe werden größtentheils bei dem ziemlich bedeutenden Gefälle von 0,38°/₀₀ verschleppt und gelangen erst in der Aschacher und Linzer Ebene theilweise zur Ablagerung. Hier sind Sandbänke, Stromtheilung und Altwässer für beide Flussstücke, welche durch die regelmäßige Stromstrecke im herrlichen Zauberthale oberhalb Linz verbunden sind, bezeichnend. Besonders im unteren Theile der Linzer Ebene bei Wallsee stellt sich eine Verwilderung des Strombettes in größerem Umfange ein, welche durch die Geschiebe der einmündenden Traun und Enns noch begünstigt wird.

Von Neuem schneidet die Donau bei Ardagger in das böhmische Massiv ein und bald stellen sich ihr unterhalb Grein ähnliche Hindernisse entgegen, wie oberhalb Kehlheim und Passau; der ehedem stark gefürchtete »Greiner Strudel« und »Wirbel« hat aber infolge vorgenommener Sprengungen viel von seinen Gefahren verloren, trotzdem bildet der erstere bei Niederwasser noch ein großes Verkehrshindernis. Der Lauf gestaltet sich von da ab, ausgenommen eine mäßige Stromtheilung bei Melk, bis Krems sehr regelmäßig und die kleineren Zuflüsse am rechten Ufer wie Ybbs, Erlauf, Melk und Pielach beeinflussen die Stromverhältnisse nur in verschwindend geringem Maße.

[1]) Nach der bayerischen von der Illermündung beginnenden Kilometrierung, welche nebst der Zahl der ganzen Kilometer Angaben von zweihundert zu zweihundert Meter, mit den Buchstaben a, b, c, d bezeichnet (a = 200 *m*, b = 400 *m*, c = 600 *m*, d = 800 *m*) enthält.

Stromstrecke	Länge in km	Höhendiff. in m	Gefälle ‰	Mittl. Breite in m	Mittl. Wassermenge in m³ pr. Sec.¹	Pegelstationen
Illermündung-Steppberg	101.8	84.8	0.83	76	328	Neu-Ulm, Günzburg, Dillingen, Donauwörth, Steppberg
Durchbruch. Steppberg-Neuburg	8.9	6.6	0.78	95	—	Neuburg
Neuburg-Neustadt	45.2	30.6	0.67	102	—	Ingolstadt, Großmehring, Vohburg, Pförring, Neustadt
Durchbruch. Neustadt-Niederwintzer	50.3	17.8	0.35	116	430	Kehlheim, Niederwinzer
Niederwinzer-Pleinting	115.6	24.5	0.21	146	680	Regensburg, Schwabelweiss, Straubing, Deggendorf, Nied.-Alteich
Durchbruch. Pleinting-Passau	39.5	16	0.40	175	1416 [1]	Vilshofen, Passau
Durchbruch. Passau-Aschach	66	25.1	0.38	240	1425	Ilzstadt, Oberzell, Aschach.
Aschach-Ottensheim	16.5	10	0.60	254	—	—
Durchbruch. Ottensheim-Linz	9.6	2.3	0.23	200	—	Linz
Linz-Ardagger	51	27.8	0.54	stark wechselnd	—	
Durchbruch. Ardagger-Krems	84	36.8	0.41	270	—	Grein, Ybbs, Melk, Spitz, Stein.
Krems-Greifenstein	53	20	0.37	360	—	Zwentendorf, Greifenstein.
Durchbruch. Greifenstein-Nussdorf	16	6.8	0.42	320	1650 [2]	Kuchelau, Nussdorf
Nussdorf-Marchmündung	59.8	23.4	0.39	340	—	Wien, Fischamend, Regelsbrunn, Hainburg

Indem die Donau bei Krems das alte Granitmassiv verlässt, nähert sie sich während ihres Laufes im Tullner Becken den Ausläufern der Alpen. Zwischen Greifenstein und Nussdorf durchbricht sie dieselben und erreicht das weite Wiener Becken, in welchem die Tendenz des Flusses, gegen das rechte Ufer seitwärts zu rücken, unverkennbar zu Tage tritt. Nachdem sie auch noch den quer auf ihre Laufrichtung sich entgegenstellenden Zug der kleinen Karpathen bei Theben durchbrochen hat, ergießt sie sich in das oberpannonische Becken. In den drei letztgenannten Thalebenen, dem Tullner, Wiener und Oberpannonischen

¹ Mit Inn.
²) Hydrologische Jahre 1879–84 wie in Bayern.

Becken befindet sich der Strom in stark verwildertem Zustande; am wenigsten im Tullner Becken, mehr im Wiener Becken besonders unterhalb Fischamend und am meisten im Oberpannonischen Becken, wo die Stromgabelung im Vereine mit dem geringen Gefälle bis Komorn (0·27‰) auch für die oberhalb gelegene Stromstrecke wenigstens hinsichtlich der Eisverhältnisse bedeutungsvoll wird. Die hauptsächlich im Wiener und Tullner Becken in Angriff genommenen Regulierungsarbeiten schützen weite Uferlandschaften vor Ueberschwemmungen und kommen auch der Schiffahrt zugute.

Obige Tabelle (S. 6), welche die speciellen Verhältnisse der einzelnen Strompartieen enthält, beruht für den bayerischen Theil auf dem von der k. obersten Baubehörde herausgegebenen Werke »Der Wasserbau im Königreiche Bayern«, für die österreichische Strecke auf verschiedenen Quellen; zum Theil wurden auch eigene Messungen auf der Specialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie im Maßstabe 1:75.000 und auf der Administrativkarte der Donau 1:28.000 vorgenommen, sowie die sich daraus ergebenden Berechnungen benützt.

Die Nebenflüsse.

Die Zuflüsse der Donau, an welchen Beobachtungen über die Eisverhältnisse angestellt wurden, sind am rechten Ufer die Iller, der Lech mit Wertach, die Isar mit Loisach und Amper, der Inn mit Salzach, am linken die Naab und der Regen.

Die Alpenzuflüsse zeigen nach dem Austritte aus dem Gebirge einen einheitlichen Bau; man unterscheidet zuerst den Lauf durch die Centraldepression, dann den Durchbruch durch deren Moränen-Umwallung und schließlich einen meist mit Moor erfüllten, breiten Thalboden. In der ausgeweiteten Centraldepression lagern die Flüsse gewöhnlich einen Theil der aus den Alpen mitgeführten Geschiebe ab und zeigen verwilderte Strecken, wie die Iller bei Immenstadt, der Lech bei Füssen, die Isar bei Wolfrathshausen, der Inn in der Gegend von Rosenheim, die Salzach unterhalb Salzburg. Es folgt darauf ein regelmäßiges Stück des Laufes in der als Moränenlandschaft bezeichneten örtlichen Umwallung, in welche das Flussbett zwischen steilen Ufern eingesenkt ist. Diese einem Durchbruch ähnliche Strecke lässt sich bei der Iller bis Memmingen, am Lech bis Landsberg, an der Isar bis München, am Inn zwischen Attel und Kraiburg, an der Salzach bis Burghausen verfolgen. Der Lauf innerhalb der ausgeweiteten Thalsohle bis zur Mündung weist in der Regel größere Unregelmäßigkeiten auf; der Inn ist der einzige Fluss des Alpenvorlandes, welcher, um die Donau zu erreichen, sich von Schärding bis Passau in einen Ausläufer des böhmischen Massivs einen tiefen Einschnitt gebildet hat.

Sämmtliche Flüsse besitzen auf der Donauhochebene eine bedeutende Fallhöhe und vertiefen daher besonders an den regulierten Strecken ihre Sohle sehr rasch. Das Gefälle vom Austritt aus dem Gebirge bis zur Mündung beträgt

bei der Iller 1·88‰
am Lech 2·25
an d. Wertach 3·14
an der Isar 1·59
am Inn 0·82

Die beiden linksseitigen Zuflüsse, an denen Beobachtungen gemacht wurden, kommen aus dem böhmischen Massiv und zeigen in ihren Längsthalern Weitungen, an den Durchbruchstellen Thalengen. Sie zeichnen sich gegenüber den Alpenvorlandsflüssen durch ihr geringes Gefälle aus; ihr Lauf ist meist in festes Gestein eingeschnitten.

Temperaturverhältnisse.

Fast das gesammte Donaugebiet gehört zu jenem Theile Europas, in welchem die auf das Meeresniveau reducierten Mitteltemperaturen des kältesten Monats unter 0° herabsinken: die 0° Isotherme[1] des Januars läuft von der Nordspitze der jütländischen Halbinsel ziemlich gerade gegen Süden, schneidet ungefähr bei Ulm die Donau, verläuft dann südöstlich, weit vom rechten Donauufer ausbiegend bis zum 42° n. Br. und zieht sich am Nordfuße des Balkans gegen das Schwarze Meer hin. Die — 2° Isotherme des Januars verläuft östlich von der 0° Isotherme in paralleler Richtung bis zu den Weichselquellen, schneidet hierauf die Theiß nördlich von Debreczin, geht dann südöstlich weiter bis Bukarest, von wo ab sie sich gegen Osten wendet und den untersten Lauf der Donau von Rustschuk an abschneidet, so dass das Mündungsgebiet in eine kältere Zone fällt.

Beinahe der ganze Lauf der Donau und ihrer Zuflüsse fällt demnach im Januar zum überwiegenden Theile in eine im Meeresniveau befindliche Temperaturzone von 0° bis — 2°. Hätten wir es mit einem seichten Süßwasser-Canale im Spiegel des Meeresniveaus zu thun, so würde sich derselbe nach den gegebenen Temperaturbedingungen jahrein jahraus während des Januars mit einer Eisschichte überziehen.

Die verschiedenen Höhenverhältnisse einerseits und der sich mehr continentalen Gebieten nähernde Unterlauf andererseits beeinflussen aber die Temperatur dergestalt, dass in Ulm[2]) (Höhe der Beobachtungsstation 478 m) das Januarmittel — 1·6°, in Ingolstadt[2]) (369 m) — 3·5°, in Regensburg[2]) (358 m) — 2·1°, in Passau[3]) (309 m) — 2·3°, in Linz[3]) (277 m) — 2·0°, in Wien[3]) (Hohe Warte 202 m) — 1·6°, in Budapest[4]) (453 m) — 1·4°, in Pancsova (65 m)[4]) — 0·8° und in der walachischen Tiefebene Bukarest[5]) (88 m) — 2·9° beträgt, woraus sich für den gesammten Lauf der Donau ein Januarmittel von rund — 2° ergibt. — Stehendes Wasser kühlt sich bei einer solchen Temperatur mehr oder minder bald durch das ganze Volumen bis auf 4° ab, hierauf schreitet die Abkühlung an der Oberfläche fort, bis sich diese mit einer Eiskruste überzieht. Anders bei fließendem; hat dieses eine Temparatur von 4° erlangt, so kühlen sich nicht blos die oberflächlichen Schichten, sondern alle Lagen gleichförmig bis auf 0° ab, weil die oberflächlichen Wasserfäden durch die Bewegung des Fließens, durch Wirbel und Anprall mit den unteren Schichten in innige Berührung kommen und diesen ihre Temperatur mittheilen. Dazu bedarf es längere Zeit. Bei einem kleineren Flusse wird dieser Process eher vor sich gegangen sein, da die abzukühlende Wassermenge nur eine geringe ist; bei einem größeren

[1]) Berghaus, Neuer physikalischer Atlas Bl. 30 (Hann).

[2]) K. Singer, »Temperatur-Mittel für Süddeutschland« in »Beobachtungen der Meteorologischen Stationen im Königreiche Bayern« 1888.

[3]) Hann, Die Temperaturverhältnisse der Österreichischen Alpenländer. Sitz.-Ber. d. k. Ak. d. Wiss. XC. B., S. 148.

[4]) Hann, Klimatologie.

[5]) Klima von Bukarest. Ztschr. f. Meteorol. 18[illegible] S. 69.

wird längere Zeit dazu erforderlich sein, da vorerst alle Zuflüsse eine Temperatur von 0° erlangt haben müssen, und ein grösseres Volumen an und für sich langsamer neue Temperaturen annimmt als ein kleines. Die Eisbildung auf fließenden Gewässern benöthigt daher grössere Kältesummen als auf stehenden und die Kaltesummen, bei welchen sich auf verschieden grossen Flüssen Eis bildet, sind ebenfalls verschieden. Erst wenn der Gefrierpunkt erreicht ist, dann kann auch bei sehr geringen Kaltegraden der Luft Eis in einem Flusse entstehen; so bemerkte Maschke[1] an der Oder, wie schon bei −1° C. Lufttemperatur Eis im Flusse entstand.

Das Flusseis.

Es lassen sich zwei Arten von Flusseis unterscheiden: das Oberflächeneis und das Grundeis. Ersteres, auch Ufer- oder Randeis genannt, ist durchsichtig und hat dieselben Eigenschaften wie unser Teich- oder See-Eis; es entsteht an ruhigen Stellen, hauptsachlich an seichten Punkten und bildet anfangs dunne Schalen über den ruhigen Theil des Flussspiegels, die bis zu Decimeter dicken Platten anwachsen. Eine große Rolle spielt es bei den meisten kleineren Gewassern, deren ganzer Flussspiegel sich mit Ufereis überzieht. Dieser Fall tritt bei der Donau von Ulm abwärts im Stromstriche wohl niemals ein; dagegen kann man es bei kleineren Zuflussen, wie z. B. der Wien jeden Winter beobachten. Doch sieht man auch auf größeren Flüssen im Winter einzelne abgerissene compacte Schollen abwarts schwimmen.

Eine dem Aussehen nach zwar gänzlich abweichende, hinsichtlich ihrer Entstehung aber ebenfalls zum Oberflächeneis gehörende Varietät ist der Eisduft, Tost, Treibschnee, in Ungarn Schneebrut, in Schwaben Schneekatze genannt. Der Tost entsteht nach C. Fritsch[2], und Fanner[3] in folgender Weise: Auf dem Flussspiegel lassen sich bei aufmerksamer Beobachtung ebene Flächen wahrnehmen, deren Theilchen durch eine gewisse Zeit unverandert zueinander bleiben. Auf denselben entstehen bei entsprechender Kalte, und sobald das Wasser genügend abgekühlt ist, analog der Bildung des Landeises feine Eisnadeln, die rasch zu längeren Strahlen und Zweigen zusammenschießen. Die kaum Millimeter dicken Eisfäden kreuzen sich in der unregelmäßigsten Weise und bilden schließlich ein verworrenes Gewebe, ein kleines Eistafelchen. Wenn diese während des Fließens an unruhigere Stellen gelangen, werden sie zerbrochen, übereinander geschoben und vergrößert, indem sich neue Eisnadeln an die Bruchstücke ansetzen, oder mehrere zusammenfrieren.

Bei längerer Wanderung nimmt dieser Eisbrei eine körnige Structur an und erscheint wegen der vielen Bruchflachen, die das Licht nach den verschiedensten Richtungen reflectieren, als weißer »Treibschnee«. Bei noch weiterer Wanderung und anhaltender Kalte verliert sich allmählich das lockere Gefüge des Treibschnees: es entstehen derbere Schichten, die in der Mitte einen Eiskern besitzen, und an die sich neuer Tost ansetzt und verfestigt. In solcher Weise bilden sich die großeren Flarden, welche durch verschiedene Strömungen im

[1] O. Maschke, »Über die Bildung des Grundeises« Pogg. Ann. Bd. XCV.

[2] C. Fritsch, »Über die constanten Verhaltnisse des Wasserstandes und der Beeisung der Moldau bei Prag« Sitz. Ber. d. k. Ak. math. nat. Cl. Jhg. 1851.

[3] Gottlieb Fanner, »Der Eisstoß der Donau«, Wochenschrift des Österreich. Ingenieur- u. Architektenver. XIII. Jhg. Nr. 34.

Flusswasser, durch Anstoßen an das Ufer und andere Schollen eine drehende Bewegung erhalten und daher meist eine runde Form annehmen. An dem Rande befindet sich gewöhnlich ein aufgeworfener Eiskranz, gebildet aus überschobenen und angefrorenem Tost. Die Flarden kommen aber nur an ruhig fließenden Stellen eines Flusses zu größerer Entwicklung, rasch dahinschießendes Wasser oder zu geringe Tiefe sind ihrer Bildung hinderlich. Auf der Donau in Ober- und Niederösterreich bestimmt man nach der Häufigkeit derselben die Eismenge.

Die zweite Art des Flusseises, das Grundeis, setzt sich, wie der Name sagt, an der Flusssohle fest und sein Bildungsprocess entzieht sich daher directen Beobachtungen. Es hat an Experimenten und Hypothesen nicht gefehlt, die zu den verschiedensten Erklärungen gelangten. Die ältere Literatur darüber, wenn auch nicht ganz erschöpfend, findet sich bei W. Gintl,[1] die neuere neben der älteren zum Theil in S. Günther's Geophysik zusammengestellt.

Gegenwärtig herrscht die Erklärung Aragos wenigstens bei den Hydrotechnikern vor, obwohl, wie Arago selbst zugesteht, nicht alle Einzelerscheinungen der Frage aufgeklärt werden. Sie lautet:[2] Wenn das fließende Wasser sich bis auf 0° (nach Hagen[3]) etwas unter 0°) abgekühlt hat, setzt sich hauptsächlich bei wolkenlosem Himmel, der die nächtliche Strahlung befördert, Grundeis auf erhabenen Stellen der Sohle an; denn hier ist die Geschwindigkeit des Wassers eine geringe und die deshalb weniger gestörte Krystallisation findet allenthalben Stützpunkte. Die Wassertemperatur sinkt etwas unter 0°, weil der Gefrierpunkt des Wassers durch den darauf lastenden Druck etwas erniedrigt wird, wie W. Thomson[4]) in Glasgow experimentell bewiesen hat.

Das Grundeis ist im Gegensatze zum Landeise undurchsichtig und besitzt ein eigenes schwammartiges Aussehen; trotzdem es nicht direct an der Luft entsteht und daher auch nicht in dem Maße Luftblasen einschließt wie das Landeis, ist es doch specifisch leichter als das Wasser.[5] Es bildet sich bei genügender Kälte rasch und in bedeutender Menge, so dass im Rheine bisweilen 2 *m* mächtige Grundeisschichten beobachtet wurden; ähnliche Wahrnehmungen theilt Arago für die Aare mit.

Gewöhnlich werden aber die einzelnen Partien des Grundeises, ohne eine bedeutende Größe erreicht zu haben, durch den Auftrieb und durch die Stoßkraft des Flusses von der Sohle abgerissen und erscheinen an der Oberfläche, wo sie durch ihren Schlamm- und Sandgehalt leicht kenntlich sind. Der Auftrieb übt bisweilen eine so große Wirkung, dass mit dem aufsteigenden Grundeise auch Anker mit Ketten und sonstige Gegenstände von der Flusssohle gehoben wurden.[6]) Durch den wiederholten Bildungs- und Abreißungsprocess an besonders günstigen Stellen können Eismengen erzeugt werden, wie sie auf stehenden Gewässern in solcher Quantität gar nie zustande kommen.

Tost und Grundeis vereinigen sich mit einzelnen Ufereisstücken und treiben gemeinsam thalabwärts; vom Ufer aus lassen sich die verschiedenen Formen nur schwer unterscheiden, weshalb man wohl mit

---

[1] Gintl W., »Beobachtungen über das Grundeis der Mur.«

[2] F. Arago's sämmtliche Werke, herausgeg. von Hankel. Leipzig 1860. Bd. VIII, pag. 121 ff.

[3]) G. Hagen, Handbuch der Wasserbaukunst II. Bd.

[4]) Poggend. Ann. Bd. 81, pag. 163.

[5] »Über das specifische Gewicht des Eises«, Pogg. Ann. Bd. 117, pag. [illegible]

[6] W. Gintl, a. a. O.

größerem Recht nur von »Eistreiben« oder »Eisrinnen« als von schwimmendem Grundeis spricht. In der Folge wird daher das gesammte rinnende Eis ohne Rücksicht auf die Entstehung als Treibeis bezeichnet werden.

Bei anhaltenden tiefen Temperaturen nehmen die vorüberziehenden Eismassen eine immer größere Fläche der Strombreite ein, wobei sich die Abflussgeschwindigkeit zusehends mindert. Auch der Wasserstand sinkt mehr und mehr, weil im Einzugsgebiete nicht nur keine größere Speisung der Quellen erfolgt, sondern das gelieferte Wasserquantum in den verschiedenen Zuflüssen sich ebenfalls in Eis verwandelt und zurückgehalten wird. Wenn endlich die Treibeismengen die ganze Strombreite einnehmen, dann erfolgt eine Stockung in den bewegenden Massen, der Eisstoß ist eingetreten.

Der Eisstoß.

Die Stauung der Treibeismassen erfolgt in der Regel an verengerten Stromstrecken, bei geringerer Wassertiefe, an Stellen mit vermindertem Gefälle oder dort, wo sich dem freien Abzuge ein natürliches oder künstliches Hindernis entgegenstellt (Felsriffe, Brückenpfeiler). Die Fortschaffung großer Massen ist in derartigen Punkten besonders erschwert, und indem von oben mehr neue Eismengen hinzukommen als unten abgehen, bedeckt sich der Fluss über und über mit Treibeis, welches bald gar keine Bewegung mehr wahrnehmen lässt. Der Eisstoß hat sich gestellt, Standeis ist eingetreten. In dem oberen Theile setzen sich neue Eismassen an, sodass der Stoß stromaufwärts rasch wächst oder »vorbaut«. An seinem oberen Ende steigt der Wasserstand in Folge der eingetretenen Stauung plötzlich um bedeutende Beträge und sinkt ebenso rasch beim Vorwärtsschreiten. Von weitem einem umgepflügten Acker nicht unähnlich, zeigt sich der Stoß in der Nähe als ein regellos zusammengeschobenes Trümmerfeld, das aus lose aneinander gefügtem Material zu bestehen scheint. Es leistet aber gegenüber Bohrversuchen einen ganz ansehnlichen Widerstand und selbst einer größeren Belastung ausgesetzt, zeigt es nur eine geringe Zusammendrückbarkeit.[1] Daher stellen auch die Uferbewohner Wege zur Verbindung der gegenseitigen Uferstrecken auf dem Stoße her, auf denen sogar Lastwagen verkehren. An solchen Stellen ist allerdings eine größere Mächtigkeit der Eismassen vorausgesetzt, wie sie nicht an allen Punkten vorkommt. Sie wechselt vielmehr so, dass die untergeschoppten Treibeisschollen an der einen Stelle auf der Flusssohle festsitzen,[2] an einer andern etwa ebenso mächtig sind, wie das darunter befindliche Wasser, während an einer dritten Stelle der Wasserspiegel kaum von einer nennenswerthen Eisschicht bedeckt ist oder auf eine schmale, kurze Rinne ganz offen steht. Demgemäß ist auch das Durchflussprofil ein sehr wechselndes, aber immer ein im Vergleiche zum offenen Strome kleines. Daher zeigt der Wasserstand auch während des Stoßes eine verhältnismäßig bedeutende Höhe und ist, wenn das Profil gleich bleibt, keinen größeren Schwankungen ausgesetzt. Die Längenausdehnung des Standeises richtet sich nach der Strenge des Winters; ist derselbe streng, dann baut der Stoß bis zu einer stattlichen Länge vor; in milden Wintern bleiben die Flüsse in unserem Klima überhaupt offen oder bilden nur sehr kurze Eisbrücken. Von diesem Gesichtspunkte ausgehend hat

[1] G. Fänner, »Der Eisstoß der Donau« a. a. O.

[2] W. Haidinger, »Bericht über die Eisdecke der Donau in Ungarn im Winter 1857/8.« Denkschr. d. k. Ak. d. Wiss. XVIII. Bd.

A. Geistbeck[1]) eine obere, mittlere und untere Eisstoßgrenze auf den bayerischen Flüssen unterschieden, eine Eintheilung, wie sie sich für größere Flüsse nicht anwenden lässt, weil sich innerhalb eines langen Laufes Eisstöße an mehreren Stellen gleichzeitig bilden, die mit offenen Partien abwechseln.

Die Schnelligkeit im Aufbauen des Stoßes nimmt mit zunehmender Temperatur ab und endlich tritt gar ein Stillstand ein, wenn die Lufttemperatur einige Zeit über dem Gefrierpunkte stehen bleibt. Dann stellen sich in Folge des Thauwetters Wassermengen aus den Zuflüssen ein, das Standeis beginnt zu schmelzen und wird an manchen Punkten durch den heftiger werdenden Druck des Wassers zusammengeschoben. Dies ist das Nachschieben des Stoßes; es konnte im Winter 1887 auf 88 bei Nussdorf gut beobachtet werden. Hier war in der Richtung gegen Jedlesee ein gerader Weg mit Reisern abgesteckt; schon am Tage vor dem Eisgange bildeten die Reiser eine stark flussabwärts gekrümmte Curve, deren Scheitel ungefähr in der Mitte des Stromes lag. Hat die angeschwollene Wassermasse endlich Kraft genug erlangt, um das Standeis zu heben, dann setzt es sich in Bewegung. Der Fluss erscheint in seiner ganzen Breite als eine einzige sich langsam bewegende Eismasse, die durch seitlichen Druck meterhohe Eiswälle über das Ufer presst. Allmählich verliert die schwimmende Eisdecke ihren Zusammenhang, größere Partien gleiten neben kleineren flussabwärts, bis nur mehr einzelne Schollen auf dem hoch angeschwollenen Strome vorüberziehen. Die oberhalb des Stoßes befindliche Stauwelle folgt den abziehenden Eismassen als Hochwasser, welches, wenn sich der Stoß an einer Stelle versetzt oder verstopft, große Verheerungen anrichtet.

Anders gestaltet sich der Eisgang, wenn keine entschiedene Erhöhung der Lufttemperatur eintritt, sondern dieselbe einige Tage um 0° herumschwankt. Dann lösen sich vom unteren Theile einzelne Stücke nach und nach ab, ohne die Wasserstandsverhältnisse sonderlich zu beeinflussen. Der Stoß schwindet und hinterlässt keine Spuren.

Nur selten kommt es vor, dass sich an derselben Flusspartie in einem Winter mehrere Stöße bilden. Ist dies der Fall, so werden wegen der kurzen Dauer derselben keine größeren Eis- und Wassermassen aufgespeichert und die Wirkung auf das Flussregime stellt sich geringer als bei einem einzigen größeren Stoße. Um den Effect desselben auf das Strombett zu constatieren, sind an einigen Pegelstellen, Querprofile vor und nach den winterlichen Ereignissen hergestellt worden, die W. Haidinger[2]) und C. Fritsch[3]) veröffentlicht haben. Die vielfach bedeutende Verschiedenheit zwischen den Profilflächen im Herbste und im Frühjahr muss hauptsächlich auf die Wirkung des Eisganges zurückgeführt werden, da nur Hochwasser die nach jener Darstellung so bedeutende Verschleppung und Aufhäufung von Geschieben hervorrufen können. Andere Hochwasser als die während des Eisganges treten aber in dieser Jahreszeit auf der Donau gewöhnlich nicht ein. Auch das Grundeis, dessen Schollen häufig mit Sand und Schlamm bedeckt erscheinen, wird die Flusssohle zum Theil umgestalten und hauptsächlich abtragen. Im Bereiche der Stauwelle dagegen wird das mitgeführte

[1]) Al. Geistbeck. »Die Eisverhältnisse der Isar und ihrer Nebenflüsse.«

[2]) W. Haidinger. »Bericht über die Eisdecke etc.« a. a. O.

[3]) C. Fritsch. »Die Eisverhältnisse der Donau in Österreich ob und unter der Enns und Ungarn in den Jahren 1851/2 bis 1860/1.« In dem XXIII. Bd. der Denkschriften der Math.-Naturw. Cl. d. K. Ak. d. Wiss.

Geschiebematerial aufgelagert, weil die Tragkraft durch die bedeutend verminderte Abflussgeschwindigkeit gehemmt ist. Am meisten trägt aber der abziehende Stoß zur Umgestaltung des Strombettes bei; tritt dabei eine Stauung oder Verstopfung ein, so kann in Thalweiten leicht eine Verlegung des Flussbettes erfolgen, wie es im Unterlaufe der Weichsel zu wiederholten Malen der Fall gewesen ist.

So zeigen sich die Eisstöße als eine für die Physiologie des Flusses wichtige Erscheinung, welche durch theilweise Summation der geringeren Wassermengen des Winters in unserem Gebiete eine ganz bedeutende Wirkung auf den Bau des Flusses ausüben kann.

Die Eisverhältnisse der Donau und einiger Zuflüsse in der Periode 1850—90.

Das Beobachtungsmaterial.

Wie schon bemerkt wurde, stammt das hier benützte Beobachtungsmaterial aus den Stromaufsichtsämtern Österreichs und aus den Straßen- und Flussbauämtern Bayerns. In Österreich sind seit dem Winter 1851 eigene Beobachtungen eingeführt, um die Eisverhältnisse der Donau kennen zu lernen. Die 20 ursprünglichen Stationen haben sich im Laufe der Sechziger- und Siebziger-Jahre auf 15 gemindert. Die Aufzeichnungen werden an jeder Beobachtungsstelle nach einem bestimmten Schema entworfen und in Form von graphischen Darstellungen oder Tabellen der k. k. Statthalterei eingesendet. Sie enthalten folgende Elemente. 1. Die Temperatur in Réaumurgraden, Beobachtungszeit (wie für alle übrigen Elemente) 8h a. m.; 2. Den Wasserstand entweder in einer Curve oder die entsprechenden Zahlen (bis zum Jahre 1876 im Wiener Fuß); 3. Die Eismenge in Zehnteln der Strombreite; die Beobachter begeben sich, wie mir von mehreren übereinstimmend mitgetheilt wurde, auf einen erhöhten Punkt des Ufers und schätzen auf einer quer durch den Strom gedachten Linie den Theil desselben ab, welcher durch Treibeis eingenommen wird. Die Beobachtungen werden graphisch in der Weise dargestellt, dass die Zehntel der Strombreite als Ordinate und die Tage als Abscisse aufgetragen werden, wie aus beigelegter Tafel I. ersichtlich ist; 4. Die Geschwindigkeit des Treibeises; in der Regel ist eine bestimmte Distanz am Ufer abgesteckt, und wird innerhalb derselben die Oberflächengeschwindigkeit durch Hineinwerfen eines schwimmenden Gegenstandes oder durch Verfolgung einer bestimmten Eisscholle festgestellt, 5. Die Eisdicke, welche durch Messungen gefunden wird. Außerdem kommen noch Bemerkungen über Schneefall, Wind, durchziehende Eisstöße u. s. w. vor. Bei Hochwassergefahr wird der Permanenzdienst eingerichtet, welcher von halber zu halber Stunde beobachtet und an die Centrale telegraphische Mittheilungen macht. Tafel I. giebt eine Vorstellung über die Art der Aufzeichnung der Eisverhältnisse an österreichischen Stationen, sie fasst die Notierungen aller Stationen in verkleinertem Maßstabe zusammen; die Angaben über Temperatur, Geschwindigkeit, Eisdicke und Bemerkungen konnten jedoch wegen Raummangel nicht aufgenommen werden.

Die bayerischen Pegelnotierungen beginnen meist mit dem Jahre 1826 und sind zu den ursprünglichen 14 Stationen acht weitere längs der Donau hinzugekommen. Die Beobachtungen während eines ganzen Jahres

werden auf eigenen Formularen eingetragen und das Hauptgewicht wird auf die Angabe des Wasserstandes gelegt. Derselbe wird entweder als einfache Curve oder bei Treibeis als punktierte Curve, bei Eisgang durch Curve mit zur Seite laufenden Punkten und bei Eisstand durch eine Doppellinie dargestellt. Nebstdem werden noch häufig Bemerkungen über Geschwindigkeit und Temperatur hinzugefügt, während andere Angaben seltener sind. Für die bayerischen Zuflüsse der Donau sind die Beobachtungen analog.

So steht also ein ganz ergiebiges Material zu Gebote, doch konnte nur ein gewisser Theil davon in Rechnung gezogen werden, da einzelne Beobachtungsreihen wegen zu kurzer Dauer übergangen werden mussten. Es gilt dies für folgende Pegelstellen: Stepperg, Niederwintzer, Schwabelweiß, Nieder-Alteich, Ilzstadt in Bayern und Kuchelau in Niederösterreich. So erscheinen für die Donau die Beobachtungen aus 32, für den Inn aus 9, für die Salzach und Naab aus je 2, für die Isar aus 6, für die Loisach, Wertach und Regen aus je 1, für die Amper und Iller aus je 3 und für den Lech aus je 4 Pegelstationen verwerthet, welche in folgender Tabelle hinsichtlich ihrer Beobachtungsdauer, Höhenlage und ihrer Entfernung von der Illermündung an zusammengestellt sind:

Pegelstation	beobachtet seit	fehlende Beobachtungen seit Winter 1850/51	Höhe d. Pegel-0-P. in m.	Entfernung von der Iller-M. in km
Donau Neu-Ulm, Bayern	1826	1852, 56—59, 61—63, 66, 73, 77, 83	464.732	2.4
Günzburg	1826	1851, 53, 63, 73, 77, 83	439.434	27
Dillingen	1826	1851, 53, 59, 63, 73, 77, 83	418.522	50
Donauwörth	1818	1851—53, 63, 73, 77, 83	397.019	78.5
Neuburg	1818	1851, 77, 83	377.028	110.8
Ingolstadt	1826	1851, 53, 62, 63, 83	363.36	130.5
Großmehring	1848	1851, 53, 59, 62, 63, 67, 83, 86	358.096	138.7
Vohburg	1848	1851, 52, 57, 62, 63, 65, 83	353.582	145.3
Pförring	1848	1851, 53, 57, 59, 62, 63, 83	350.029	151.4
Neustadt	1826		346.471	156
Kelheim	1826	1857	338.507	174
Regensburg	1825	1851, 54, 59, 60, 62, 63, 66, 83	327.287	208.1
Straubing	1826	1853, 62	313.282	266.7
Deggendorf	1826		308.792	303.5
Vilshofen	1826	1853, 73, 77	298.806	339.2
Passau	1826	1853, 57, 67	285.203	361.5
Obernzell	1826	1851, 59	281.39	379.5
Aschach, Oberösterr.	1858	1851—57	263.655	429
Linz	1852	1851, 53, 58	250.827	453
Grein, Wallsee	1852	1851, 73	220.7	508
Ybbs, Niederösterreich	1855	1851, 54, 73, 79, 83, 84	214	528.8
Melk	1852	1851, 69, 70, 72—79, 83, 84	205.168	550.3
Spitz (Mitter Arnsdorf)	1854	1851, 54, 73, 83, 84	197.6	568.2
Stein (Mautern)	1852	1851, 63, 64, 68, 70, 73, 79, 83, 84	191.898	583.2
Zwentendorf	1853	1851, 52, 56—68, 70, 73, 83, 84	177	611.8
Tulln	1852	1851, 63, 73—76, 78	172.684	623.8
Greifenstein (Höflein)	1852	1851, 73—78, 84	161.217	637.8
Nussdorf	1852	1851, 71, 73, 78, 81, 82	154.387	653.8
Wien	1851	1873, 78	151.850	657.3
Fischamend	1852	1851, 78, 83	141.852	674.1
Regelsbrunn	1852	1851, 73, 74, 83	137.732	686.8
Hainburg	1852	1851, 73, 76, 79, 84	132.157	700.6
Inn, Rosenheim	1826	1852/3	440.793	
Wasserburg	1826	1852/53, 72/73, 76/7	421.173	
Kraiburg	1826	1852/3, 66/7, 72/3	390.892	
Mühldorf	1826	1852/3	375.054	
Neu-Ötting	1826	—	364.476	—
Marktl	1826	1850/1, 52/3, 72/3	351.120	—
Simbach	1826	1852/3	334.188	—

Pegelstation	beobachtet seit	fehlende Beobachtungen seit Winter 1850/51	Höhe d. Pegel-0-P. in m	Entfernung von der Iller-M. in km
Inn, Neuhaus	1826	1852 3, 58 9, 62 3, 66 7, 68/9, 76 7	300 308	—
Passau	1826	1862 3, 66/7, 68 9	288.932	
Salzach, Laufen . .	1826	1883 4	388.186	
Burghausen . .	1826	1850 1, 51 2, 52 3, 59 60, 60 1, 76 7	352.438	–
Isar München	1826	1850 1—62 3, 64 5—68 9, 74 5—77 8, 81 2—83 4, 85 6, 86 7, 88/9, 89 90	509 907	—
Freising	1838	1851 2, 61 2 62 3, 72 3, 76/7 bis 78 9, 82 3, 83 4, 85 6, 86 7	440.630	--
Landshut	1826	1852 3, 61 2, 62 3 66 7, 67 8, 72 3—74 5, 76 7, 81 2, 83 4, 85 6, 86 7	387 929	
Dingolfing	1826	1852 3, 54 5, 67 8, 72 3, 81 2 bis 83 4, 86 7	353.768	—
Landau	1826	1850 1, 52 3, 57 8, 72 3, 76 7, 77 8, 82 3, 83 4, 85/6, 86 7	336 033	—
Plattling	1826	1851/2, 65 6, 72 3, 76 7, 83/4	316 034	-
Loisach, Sindelsdorf	1826	1850 1—71 2 76/7, 80 1, 81 2, 83 4	595 869	—
Amper, Eschelsbach	1826	1851 2, 65 6, 76 7, 81 2—83 4		
Weilheim .	1827	1850 1, 52 3, 56 7, 75 6, 76 7	552 489	
Dachau	1826	1857 8, 58 9, 62 3, 68 9, 76 7, 81 2—83 4, 85 6	523 554	
Lech, Schongau	1826	1863/4 1. Quartal	667 745	
Landsberg . .	1826	—	583 071	
Lechhausen	1826	—	471.906	
Rain . .	1826	1851 2, 52 3 54 5—60 1, 62 3 bis 67 8, 69/70 77 8, 81 2—85 6	398 211	
Wertach, Oberhausen .	1826	1850 1 52 3, 54 5, 56 7—67 8, 71 2—74 5, 76/7, 77 8	469 685	—
Iller, Kempten	1826	1850 1—58 9, 62 3 66 7, 72/3 78/9, 80 1—88 9	657 493	
Ferthofen . . .	1826	1850/1—56 7, 69 70—71/2 81 2	590 634	—
Kellmünz	1826	1850 1, 52 3, 54 5, 56 7—58,9, 60 1 72 3, 80 1, 84 5	536 509	
Naab Schwandorf . .	1826	1850 1—56 7	353 601	
Etterzhausen	1827	1850 1—54 5 56 7, 58 9—62,3 65 6 68 9, 70 1, 72 3	330 299	
Regen, Nittenau	1826	1856 7, 72/3	344 306	

Bei der Durchsicht des aus diesen Stationen stammenden Materials zeigten sich bald hie und da Lücken, welche thunlichst in der vorstehenden Tabelle verzeichnet sind. Außerdem kommen gelegentlich auch Ungenauigkeiten in den Beobachtungen vor; denn offenbar kann es sich nur um eine Ungenauigkeit handeln, wenn im Winter 1881—82 der Eintritt des Treibeises in Regensburg am 2. Februar angegeben wird, während alle übrigen Beobachter stromauf- und abwärts dasselbe vom 25. bis 28. December verzeichnen. Ebenso ungenau ist es, wenn im Winter 1860—61 das letzte Eis in Vohburg am 27. December angegeben wird, während es in den übrigen Aufzeichnungen vom 16. Januar bis 11. Februar notiert erscheint. Die Dauer der Treibeistage beläuft sich nach dieser mangelhaften Beobachtung auf 3, die der übrigen Stationen auf mehr als 20 Tage. Ein ähnliches Übersehen liegt vor, wenn im Winter 1888—89 das erste Eis in Greifenstein und Nussdorf am 15. December angegeben ist, während es in den ober- und unterhalb gelegenen Stationen schon am 14. November beobachtet wurde. Die Lücken im

Vereine mit derartigen Mängeln machten, bevor das Material irgendwie verwerthet werden konnte, eine Ergänzung und Richtigstellung desselben erforderlich. Das hiebei angewendete Interpolationsverfahren ging von dem Grundsatze aus, dass bei benachbarten Beobachtungsstationen ziemlich dieselben Bedingungen hinsichtlich der Eisverhältnisse obwalten, und in der That findet man auch in den meisten Wintern eine ziemlich gute Uebereinstimmung in den Beobachtungen von benachbarten Stationen. Wenn daher an einer Pegelstelle die Aufzeichnung fehlt, so lässt sich dieselbe aus den Beobachtungen der zunächst ober- und unterhalb gelegenen Station ergänzen, indem man aus beiden das Mittel nimmt. Folgendes Beispiel möge das Verfahren erläutern. Für die Station Nussdorf fehlt die Aufzeichnung vom Winter 1880—81; nur wenige Kilometer oberhalb liegt die Station Greifenstein und stromabwärts in noch geringerer Entfernung die Pegelstelle Wien. An beiden Orten sind Beobachtungen vorhanden und fällt das erste Treibeis auf den 10. Januar 1881, das letzte auf den 6. Februar 1881. Die Anzahl der Tage mit Treibeis beträgt an beiden Orten 28. In diesem Falle können die Daten ganz unzweifelhaft auch für die dazwischen gelegene Station Nussdorf verwendet werden. Größere Vorsicht erfordert das Interpolationsverfahren, wenn die Beobachtungen mehrerer aufeinander folgender Stationen fehlen, wie z. B. im Winter 1883—84 von Grein bis Zwentendorf keine Beobachtung vorliegt. Da aber ober- und unterhalb dieser Strecke fast genau dieselben Beobachtungswerthe vorkommen, so lässt sich dieselbe auch für diese Strecke annehmen. Für den Winter 1872—73 finden sich von Ulm-Donauwörth und von Grein abwärts gar keine Aufschreibungen, die Zwischenstrecke zeigt nur eine sehr geringe Dauer (Maximum 4 Tage). Es wurde daher in diesem Falle nicht interpoliert, sondern angenommen, es wäre factisch keine Eisbildung beobachtet worden. Zeigten sich nur geringere Unterschiede in den Aufzeichnungen zweier folgender Stationen, so wurden dieselben nicht eliminiert, sondern die Originalwerthe eingestellt. In dieser Weise wurden die Lücken ausgefüllt und die Ungenauigkeiten ausgemerzt.

Das so erhaltene Material lieferte den Stoff für mehrere Tabellen, welche Seite 49—67 angegeben sind. Sie enthalten Daten über das erste und letzte Treibeis, über die wirkliche Dauer desselben nebst Dauer der Eisstöße. Für die Rechnung und insbesondere die Mittelbildung empfiehlt es sich in solchen Fällen, statt des Datums diejenige Zahl einzuführen, welche angibt, der wievielte Tag des Jahres das betreffende Datum ist. Wenn sich beispielsweise das erste Treibeis (Winter 1889—90) in Wien am 8. December zeigte, so gibt die Tabelle den 342. Tag an, während das letzte am 7. März 1890 beobachtet wurde, welcher als der 431. Tag des Doppeljahres 1889—90 erscheint. Aus einem Bequemlichkeitsgrunde nämlich wurden die Tage des Vorjahres hinzugezählt, damit sich, wenn der Endtermin in den December fällt, keine negativen Werthe einschleichen und die Übersichtlichkeit und Mittelbildung nicht erschwert werde.

Eintritt des Treibeises.

Wie aus der Tabelle I »Erster Termin des Treibeises« ersichtlich ist, gab es auf der Donaustrecke Neustadt-Linz kein einziges Jahr ohne Eisbildungen. In der obersten Flusspartie fanden sich 5, auf der österreichischen Stromstrecke nur 1 Winter (1872—73) ohne Treibeis. Letzterer wie auch die vier anderen zeichnen sich durch hohe Temperatur aus.

welche eine Eisbildung nicht begünstigten. Wintermittel für Wien aus der 48jährigen Periode 1835—82 0.5° C., Winter 1850—51 0°, 1862—63 2.1°, 1872—73 1.3°, 1876—77 2.2°, 1882—83 1.1°. Am frühesten findet sich das erste Treibeis in Straubing am 14. November 1858, am spätesten in Stein (damals in dem gegenüberliegenden Mautern beobachtet) mit dem 23. Februar 1853 angeführt. Das erstgenannte Datum ist um 30 Tage gegenüber dem 40jährigen Mittel der Station verfrüht, das letztere um 68 Tage verspätet. Die Amplitude, innerhalb deren sich die Mittel bewegen, ist daher eine recht stattliche.

Betrachten wir die 40jährigen Mittel über den Eintritt des Treibeises an den einzelnen Stationen unter einander, so zeigt sich auf den verschiedenen Strecken ein ziemlicher Unterschied. Erste Eisbildung stellt sich ein in

Ulm und Dillingen	am 25. December.
Günzburg, Donauwörth, Neuburg	» 22. »
Ingolstadt, Grossmehring, Vohburg, Pförring, Neustadt, Kehlheim	» 24. »
Regensburg	» 22. »
der Gruppe Straubing, Deggendorf, Vilshofen, Passau	» 17. »
Obernzell, Aschach	» 20. »
Linz, Grein	» 21. »
Ybbs, Melk	» 22. »
Spitz, Stein, Zwentendorf, Tulln	» 21. »
den Stationen des Wienerbeckens	» 22. »

Wie wir sehen, erscheint das früheste Treibeis im Donaugau, und zwar speciell in der Station Deggendorf am 14. December. Dieses Verhältniss erscheint bedingt durch das geringe Gefälle (0.21⁰/₀₀), zum Theil auch durch das rauhe Winterklima der Straubinger Ebene (in Straubing hat der December eine Mitteltemperatur von −2.5°, der Januar von −3.6° und der Februar von −1.6°); überdies münden hier Regen und Naab, auf welchen die Eisbedeckung weit früher eintritt als auf der Donau; das späteste Treibeis finden wir an der oberen Donau bis Kehlheim am 25. und 24. December. Die grössere Geschwindigkeit der Donau scheint hier die Eisbildung zu verzögern, auch Iller und Lech führen der Donau zu sehr späten Terminen Treibeis zu. Nur die drei Stationen Dillingen, Donauwörth und Neuburg heben sich durch ihre um zwei Tage verfrühte Eintrittszeit in auffälliger Weise von der Nachbarschaft ab.

Gegenüber diesen geringen Datumsunterschieden an der Donau zeigt der Eintritt des Treibeises auf den bayerischen Nebenflüssen eine grössere Mannigfaltigkeit. Wenn auch die Beobachtungen viel grössere Lücken aufweisen, so gestatten einige Mittelbildungen doch eine Vergleichung. So fällt am Regen, Station Nittenau, der erste Treibeistag auf den 3. December; an der Naab, Station Schwandorf, nach dreissigjährigem Mittel auf den 7. December; dagegen dürfte die Eisbildung an der unteren Naab, soviel sich aus den mangelhaften Aufzeichnungen in Etterzhausen entnehmen lässt, bedeutend später eintreten. Die unbedeutende Wassermenge beider Flüsse im Vereine mit dem geringen Gefälle, sowie die rauhen Winter in der Naabbucht (in Amberg beträgt das Decembermittel −2.6°, das Januarmittel −3.0°, das Februarmittel −1.7°) rufen eine so bedeutende Verfrühung gegenüber anderen Flüssen hervor. Von den Alpenzuflüssen zeigt der Inn die vollständigste Beobachtungs-

reihe; es lassen sich an demselben zwei scharf geschiedene Partien hinsichtlich des Treibeiseintrittes unterscheiden: oberhalb der Mündung der Salzach bis inclusive Marktl tritt das erste Treibeis um den 15. December, unterhalb der Salzachmündung am 21. December und an der Salzach erst am 23. December auf. Es verschwindet daher von der Mündung dieses Flusses ab das auf dem Inn in den ersten Tagen herbeigeführte Eis, was man wohl direct auf den Einfluss der Salzach zurückführen kann.

Höchst merkwürdig sind die Verhältnisse auf der Isar. Aus den vorhandenen, allerdings ziemlich lückenhaften und, wie es scheint, nicht immer ganz zuverlässlichen Beobachtungen der Stationen oberhalb Freising ist zu entnehmen, dass dieser Fluss, ähnlich der Salzach, nicht jährliche Eisbedeckung aufweist; dagegen stellt sich dieselbe regelmäßig unterhalb Freising ein, jedoch zu einem wesentlich späteren Termine als auf der Donau oder dem Inn, und zwar in Freising nach 25jährigem Mittel am 1. Januar, in Landshut am 1. Januar, in Dingolfing und Plattling am 29. December. Die Eisbildung rückt also von der Mündung allmählich flussaufwärts. Gleichfalls am 1. Januar nach 30jährigem Mittel erscheint auf der Amper zu Dachau das erste Treibeis, dagegen tritt es an demselben Flusse vor der Einmündung in den Ammersee zu Weilheim schon am 22. December ein. Bei der Loisach rückt der Termin, wie ein Vergleich der wenigen Beobachtungsjahre ergibt, in den Januar hinein. Am Lech scheint der Eintritt, soweit das etwas lückenhafte Material erkennen lässt, verfrüht, da er in Schongau am 15. December, in Landsberg am 26. December und in Lechhausen um nur wenige Tage später stattfindet. Dagegen dürften die ersten Eisbildungen an der Mündung des Lech (Station Rain) und an der Mündung der Wertach (Station Oberhausen) schon in die ersten Tage des Januar fallen. Ebenso fällt dieser Termin bei der Iller gegen die Mündung zu am spätesten und flussaufwärts (Station Ferthofen am 25. December) früher.

Das Datum der Entstehung des Treibeises wechselt, wie sich aus der vorhergehenden Zusammenstellung entnehmen lässt, an den Nebenflüssen um mehr als einen Monat. Der Inn kommt bezüglich der Eisbildung der Donau am nächsten, während Naab und Regen am fernsten stehen; der erstgenannte Fluss entspricht auch in Bezug auf die hydrologischen Verhältnisse der Donau viel mehr als Naab und Regen. Die übrigen von den Alpen kommenden Flüsse weisen sämmtlich einen verspäteten Eintrittstermin gegenüber der Donau auf und die Wertach zeigt den spätesten Termin. Alle diese Flüsse haben aber ein bedeutend größeres Gefälle während ihres Laufes auf der Hochebene als die Donau; so die Isar 1.59°/oo, die Iller 1.8°/oo, der Lech 2.25°/oo, die Wertach 3.14°/oo. Ebenso weisen diejenigen größeren Strecken der Donau, welche sich durch ein steileres Gefälle auszeichnen, einen verspäteten Eintrittstermin auf gegenüber den Partien mit sanftem Gefällswinkel; denn die Strecke Ulm-Kelheim, mit einem Gefälle von 0.73°/oo, weist Eisbildung erst am 24. bis 25. December, die Strecke Niederwintzer-Plattling (0.21°/oo) schon am 17. December auf. Daraus, sowie aus dem Verhalten der Nebenflüsse lässt sich folgern, dass die Bildung von Flusseis bei Steilheit des Gefälles später eintritt und bei geringem Gefälle sich früher einstellt. Es tritt demnach zur Temperatur, welche als die erste Bedingung der Eisbildung erscheint, ein weiterer Factor, das Gefälle, welches jene in nennenswerther Weise beeinflussen kann.

In welcher Weise sich der Effect des Gefälles geltend macht, ist aus den verschieden grossen Frostentwicklungen zu ersehen, die an den einzelnen Flüssen und Stromstrecken zur Bildung von Flusseis erforderlich sind. Zahlt man von der ersten negativen Tagestemperatur aus, welche in der Frostperiode vor der Eisbildung auftritt, bis zum Eintritt des Eises die Tage und bildet daraus für mehrere Winter ein Mittel, so stellt dasselbe die mittlere Frostdauer vor der Eisbildung dar. Ermittelt man für die Frostdauer jedesmal die Durchschnittstemperatur und nimmt aus den herangezogenen Fällen das Mittel, so erhalt man den mittleren Frostgrad vor der Entstehung des Treibeises. So stellten sich bei Wien diese beiden Werthe wahrend der 40 Winter 1851—90 in folgender Weise ein:

Winter	Erster Frosttag	Eintritt des Treibeises	Frostdauer Tage	Frostgrad Grade Cels.
50—51	21. December	25. December	4	—8.9
51—52	15. December	30. December	15	—2.3
52—53	13. Februar	22. Februar	9	—2.2
53—54	27. November	11. December	14	—2.2
54—55	12. Januar	15. Januar	3	—4.0
55—56	1. December	4. December	3	—7.5
56—57	25. November	1. December	6	—5.0
57—58	2. Januar	5. Januar	3	4.0
58—59	11. December	19. December	8	3.1
59—60	2. December	15. December	13	—3.4
60—61	14. December	23. December	9	—8.3
61—62	19. December	24. December	5	—4.2
62—63	30. November	4. December	4	—2.6
63—64	31. December	2. Januar	3	—6.2
64—65	3. December	9. December	6	—3.7
65—66	12. December	16. December	4	—3.3
66—67	3. Januar	7. Januar	4	4.5
67—68	3. December	10. December	7	—3.7
68—69	9. Januar	18. Januar	9	-3.6
69—70	26. December	1. Januar	6	—4.4
70—71	1. December	7. December	6	—4.0
71—72	1. December	3. December	2	—4.9
72—73	—	—	—	—
73—74	6. December	10. December	4	-3.8
74—75	16. December	23. December	7	—2.0
75—76	23. November	5. December	12	—1.9
76—77	24. December	27. December	3	—8.4
77—78	18. December	22. December	4	—4.8
78—79	7. December	13. December	6	—3.3
79—80	25. November	1. December	6	—6.1
80—81	5. Januar	10. Januar	5	—8.9
81—82	28. December	31. December	3	—3.2
82—83	4. Januar	7. Januar	3	4.7
83—84	4. December	8. December	4	—4.4
84—85	1. Januar	7. Januar	6	—2.4
85—86	9. December	14. December	5	—4.8
86—87	31. December	6. Januar	7	—3.8
87—88	20. December	26. December	6	—4.1
88—89	5. November	15. November	10	—3.2
89—90	30. November	8. December	9	—3.3
1851—60	—	(27. December)	7.8	—3.7
1861—70	—	(24. December)	5.7	—3.9
1871—80	—	(13. December)	5.5	—4.3
1881—90	—	(23. December)	5.8	—3.8
1851—90	—	(22. December)	6.2	—3.9

Im 40jährigen Mittel ergibt sich also für die Frostdauer eine Zeit von rund 6 Tagen und für den Frostgrad —4°. Wenn auch diese Werthe von einem Winter zum anderen ziemlichen Veränderungen unterliegen, so sind sie von Jahrzehnt zu Jahrzehnt nur unwesentlich verschieden; die zehnjährigen Mittel und so besonders das letzte weichen vom 40jährigen Mittel nicht sehr ab und so werden wir annähernd richtige Resultate erhalten, wenn wir diese Werthe an einigen bayerischen Stationen während der Winter 1879—80 und 1888—89, für welche mir Tagestemperaturen vorliegen, verfolgen. Man erhält dann

	mittlere Frostdauer von Tagen	mittlerer Frostgrade Grade Cels.
in Regensburg	9	—3.9
in Passau	5	—3.8
in Wien	5½	—4.0
in Rosenheim am Inn	3.7	—4.6
in Augsburg am Lech	7.6	—5.4

Die größte Frostdauer zeigt sich somit in Regensburg und Augsburg am Lech; während aber in letzterer Station bei starkem Gefälle mit der langen Frostdauer zugleich auch der grösste Frostgrad verbunden ist, erscheint in Regensburg bei sanfterem Gefälle beinahe der geringste Frostgrad. Die geringste Frostdauer findet sich bei Rosenheim am Inn, dafür aber der zweitgrößte Frostgrad. An den Pegelstellen Passau und Wien ist das Verhältnis nicht wesentlich verschieden; nur lässt sich in Wien die Tendenz einer längeren Frostdauer mit etwas größerer Kälteintensität nicht verkennen. Aus diesen Fällen ergibt sich, dass bei dem größten Gefälle (am Lech bei Augsburg) die größte Kälteentwicklung, bei geringerem Gefälle (längs der Donau) auch eine geringere Frostentwicklung für die Eisbildung erforderlich ist. Wenn nun auch die vorstehenden Zahlen noch zu keinerlei wichtigen physikalischen Schlüssen führen, so können sie doch als ein Maßstab für die Eisbildung auf Flüssen anstatt der bis jetzt gebräuchlichen, ungenauen Bezeichnungen, wie »nach einigen Tagen mit 10—16° Kälte tritt Eisbildung ein etc.« betrachtet werden.

Gehen wir von diesem Gesichtspunkte aus und vergleichen die erhaltenen Werthe der Frostdauer und des Frostgrades mit den aus vieljährigen Beobachtungen hergeleiteten täglichen Temperaturmitteln, so zeigt sich speciell für Wien Folgendes: An keinem Tage des Jahres herrscht in Wien eine Normaltemperatur von —4° C.; der kälteste Tag des Jahres, der 6. oder 7. Januar, erreicht nur —2.6°.[1]) Aber die Mitteltemperatur vom 2. Januar bis 13. Januar beträgt an jedem Tage wenigstens —2°. Diese Temperatur und Länge der Zeit genügt aber schon zur Eisbildung, wie die vorhergehende Zusammenstellung (Winter 1853—54, 1875—76) und einige bei Fritsch [2]) erwähnte Fälle beweisen; daraus ergibt sich, dass auch nach dem vieljährigen Tagesmittel sich in jedem Winter Treibeis auf der Donau bildet, was auch thatsächlich die Beobachtungen bestätigt haben. Da sich die Stromverhältnisse in Ober- und Niederösterreich nicht bedeutend verändern und auch die Temperatur längs der Donau flussaufwärts nicht zunimmt, so wird an dem

[1]) Simony Fr., »Die Temperaturverhältnisse Wiens in der Periode 1775—1882.«

[2]) C. Fritsch, »Die Eisverhältnisse der Donau bei Wien.« Sitzungsber. d. k. Ak. Wissensch. Bd. XLVI. Pag. 418.

ganzen österreichischen Stromlaufe jedes Jahr auf Grund der mittleren Temperaturverhältnisse Treibeis zu erwarten sein. Thatsächlich ist in den 40jährigen Beobachtungen auch nur ein Winter (1872/73), wo abwärts Linz keine Eisbildung beobachtet wurde. Will man den Zusammenhang berücksichtigen, der zwischen erstem Eintritt des Treibeises und den aus vieljährigen Beobachtungen hergeleiteten Tagesmitteln der Temperatur besteht, so wird die erste negative Temperatur der Tagesmittel ebenfalls wieder den Ausgangspunkt bilden. Dieselbe tritt in Wien auf Grund des 100jährigen Kalenders am 18. December mit + 0.1° C. ein. Am 22. December sehen wir auf der Donau bei Wien das erste Eisrinnen; es verstreichen also nur 5 Tage mit einer mittleren Temperatur von −0.2° zwischen erstem Frosttage und Eintritte des Treibeises, das ist erheblich weniger, als wir bisher gefunden haben.

Man muss eben beachten, dass das Datum des mittleren Frosttages gewonnen wird aus einem 100jährigen Temperaturmittel von theils zu warmen theils zu kalten Tagen, wogegen der mittlere Eintritt des Treibeises ein Mittel aus verschieden verfrühten und verspäteten Eintrittstagen darstellt; den ersten Frosttag erhält man aus einer Temperaturmittelbildung, den Eintrittstermin des Treibeises aus einer Zeitmittelbildung. Man kann also die durch 6 kalte Tage mit einer Mitteltemperatur von −4° dargestellte Kältesumme nicht verwerthen, um aus dem Termine des ersten Frosttages den mittleren Eintritt des Treibeises zu berechnen. Hervorgehoben muss aber werden, dass für die in Betracht kommenden Stationen der Eintritt des Treibeises durchwegs später erfolgt als das Sinken der Tagestemperatur unter 0°. Es spielt sich überhaupt das ganze Eisphänomen auf der Donau innerhalb der Frostperiode ab, wie aus einer für mehrere Stationen hergestellten Temperaturcurve hergeleitet wurde.

Letzter Termin und Dauer des Eisrinnens.

Aus dem Beobachtungsmateriale sind in der beigegebenen Tabelle II, S. 56, ff., die Daten des letzten Treibeises zusammengestellt. Dieselben folgen den klimatischen Bedingungen mit geringerer Schärfe als für den Eintritt des Eistriebes; denn vielfach erscheint der Endtermin des Treibeises nur dadurch hinausgeschoben, dass zu verhältnismässig später Zeit ein Eisstoß aufgelöst wird. Die unterhalb gelegenen Stationen zeigen dann auf eine gewisse Entfernung, innerhalb deren die abziehenden Eisschollen zum Thauen gebracht werden, einen späten Termin, während in den oberhalb gelegenen Beobachtungsorten sich schon längst kein Treibeis mehr zeigte. So z. B. war im Februar 1880 der niederösterreichische Stoß im Tullner Becken bis etwas oberhalb Zwentendorf vorgebaut. Das letzte Treibeis oberhalb des Eisstoßes bis Aschach ist vom 12. bis 17. Februar, von Zwentendorf abwärts bis Hainburg am 22. bis 27. Februar angegeben. Es bedurfte also eines Zeitraumes von 10 Tagen, bevor die Schollen des Standeises aufgelöst wurden, und der Endtermin des Treibeises im Stoßgebiete ist um 10 Tage verspätet gegenüber der Stromstrecke ohne Eisstoß. Aus diesem und ähnlichen Fällen ergibt sich, dass in den 40jährigen Mitteln des Endtermins nebst dem klimatischen auch der mechanische Effect der Auflösung des Stoßes zum Ausdruck gelangt; der letztere bewirkt eine Verspätung, die umso bedeutender wird, je mehr Hindernisse sich den abziehenden Eismassen entgegenstellen. Dementsprechend gestalten sich die Mittel für mehrere

Stationen, welche, nach Gruppen geordnet, folgende Resultate geben:

Im oberen Theile des Ulmer Beckens (Neu-Ulm, Günzburg) zeigt sich das letzte Eis . . . . . . am 6. Februar;
» Donauwörther Stoßgebiet (Dillingen, Donauwörth, Neuburg) . . . . » 10. »
» Kehlheimer Stoßgebiet (Ingolstadt bis Regensburg) . . . . » 9. u. 10.
» Straubing-Passauer Stromlaufe . . . . » 15. u. 16. »
in Oberösterreich . . . . » 11. »
von Ybbs bis Zwentendorf . . . . » 7. »
» Zwentendorf bis Hainburg . . . . » 10. »

Am frühesten hört der Eisstoß auf zu Neu-Ulm, Günzburg und Ybbs, nämlich am 6. Februar, am spätesten in Deggendorf mit dem 18. Februar. In der vorstehenden Zusammenstellung zeigt sich, dass der Termin des letzten Treibeises sich nicht regelmäßig stromabwärts verspätet, wie wohl anzunehmen wäre, da die Auflösung eines Stoßes selbst noch nach mehreren Tagen an unterhalb gelegenen Orten verspürt wird. Man sieht vielmehr, dass sich der Endtermin mehrere Male verschiebt, indem er an einigen Flusspartien früher erfolgt als an den zunächst oberhalb gelegenen Strecken. Es sind dies die Strecken Ingolstadt-Großmehring und Ybbs-Melk. Von diesen Stationen und von Ulm abwärts verspätet sich der Endtermin allmählich, bis dies ein Maximum bei Donauwörth, Deggendorf und Hainburg erreicht hat. Die unterhalb gelegenen Stationen Neuburg, Passau, Grein weisen allmählig wieder einen früheren Endtermin auf, woraus man wohl folgern muss, dass das zuletzt entstandene Eis im Laufe des Stromes aufgelöst wird. Bemerkenswerth ist, dass der späteste Termin des Eistreibens auch an den Orten erfolgt, welche sich zugleich durch den frühesten Eintritt des Eises auszeichnen; man hat es also hier mit förmlichen Centren der Eisbildung zu thun.

Auch an den Nebenflüssen kann etwas ähnliches beobachtet werden. Bei Rosenheim am Inn erscheint das letzte Eis am 16. Februar. Die weiter unterhalb gelegenen Orte weisen eine stete Verfrühung dieses Termines auf, und in Marktl hört das Eisrinnen schon am 6. Februar auf; die noch weiter unterhalb gelegenen Stationen haben dann durchwegs am 5. Februar das letzte Eisrinnen, ganz ebenso wie die an der Salzach gelegenen Orte, so dass man also hier die Salzach einen ähnlichen Einfluss auf den Endtermin der Eisbildung ausüben sieht, wie er sich schon bei Beginn derselben geltend machte. An der Isar lassen sich zwei Partien unterscheiden: Die Flussstrecke um Landshut hat einen späten Termin, nämlich den 11. Februar, flussabwärts hört das Eisrinnen in Dingolfing am 4. Februar, in Plattling erst am 8. Februar auf. Die geringen Eismengen der Loisach und Amper nehmen, wie man sieht, trotz ihres späten Endtermines vom 14. bis 16. Februar auf die Eisführung der Isar keinen Einfluss, und so ist die Isar eher eisfrei als die Donau, womit im Einklang hiemit steht, dass unterhalb der Isarmündung bei Vilshofen der Termin des letzten Treibeises auf der Donau gegenüber den Nachbarstationen etwas verfrüht erscheint. Der Lech, an dessen Oberlaufe sich das letzte Eis am 23. Februar einstellt, zeigt wie die Wertach gegen die Mündung zu ungefähr denselben Endtermin wie die benachbarte Donaupartie, nämlich den 9. Februar. Dagegen dürfte an der unteren Iller das Eisrinnen noch bis 12. Februar anhalten, während es hier auf der Donau schon am 6. Februar aufgehört hat.

An der oberen Naab zu Schwandorf geht das Eis unter allen Flüssen am spätesten ab, nämlich am 27. Februar; es verschwindet aber gegen die Mündung zu (bei Etterzhausen) schon am 11. Februar, ungefähr um dieselbe Zeit wie an der Donau. Auch am unteren Regen in Nittenau dürfte der Endtermin ein gleicher sein wie auf der Donau, nämlich der 15. Februar.

Es scheint kein Zufall zu sein, dass das letzte Treibeis bei Wien noch in die Periode der letzten negativen Tagestemperaturen fällt. Dieses gilt auch für alle Donau aufwärts gelegenen Orte, während aber bei Wien zwischen Schwinden des Eises und dem Eintritt der Nulltemperatur nur wenige Tage verstreichen, liegt stromaufwärts ein weit längerer Zeitraum zwischen beiden Terminen, denn einerseits schwindet an der oberen Donau von Ulm bis Kehlheim das letzte Treibeis früher als weiter abwärts, andrerseits hat man es hier mit einem längeren Winter zu thun. Hat doch Ulm und Ingolstadt noch negative Temperaturmittel im Februar, während dasselbe in Wien positiv ist. Auch diese Thatsache dürfte mit dem größeren Gefälle der oberen Donau im Zusammenhang stehen; es hört eben bei größerem Gefälle die Eisbildung eher auf als bei geringerem.

Es wäre unrichtig den Zeitraum zwischen mittleren Eintritts- und Endtermin als die Dauer der Eisbedeckung anzusehen. Man würde einen zu großen Zeitraum erhalten. Es gibt auch eisfreie Tage innerhalb dieser Periode; wenn man diese in Abzug bringt, dann erhält man die wirkliche Dauer der Eisbedeckung, wie sie in Tabelle III Seite 61 für unsere 10jährige Periode vorliegt.

Es lässt sich ein sehr bedeutender Unterschied in der wirklichen Dauer der Eisbedeckung an den einzelnen Stationen wahrnehmen. Die oberste Partie bei Ulm zeigt die geringste Dauer mit 12 Tagen; allmählich zunehmend erreicht die mittlere Eisdauer bei Donauwörth eine Länge von 21 Tagen, geht dann bei Neuburg auf 18 Tage zurück und nimmt von da ab constant bis Deggendorf zu, wo sich die längste Dauer mit 40 Tagen einstellt. Hierauf wird die Eisdauer ziemlich regelmäßig geringer, bis sie bei Ybbs mit 25 Tagen den niedrigsten Betrag erreicht, welcher bis Spitz anhält. Hierauf nimmt die mittlere Dauer beständig zu und hat in der untersten Partie des Wiener Beckens bei Hainburg wieder einen Zeitraum von 32 Tagen erreicht.

Es zeigt sich hiemit, dass am unteren Ende der größeren Becken, nämlich bei Donauwörth, Deggendorf und Hainburg die Dauer der Eisbedeckung eine größere ist, als an den oberen Partien derselben. Die Durchbruchstellen weisen verhältnismäßig geringe Beträge auf. Wir sehen also deutlich, wie die Stromweitungen die eigentlichen Herde der Eisbildung sind, wogegen in den Durchbrüchen das in den Becken gebildete Eis zu verschwinden scheint. Dieses Verhältnis harmoniert bestens mit der Regel, dass die Eisbildung in den Becken und besonders in den unteren Theilen derselben früher beginnt und später aufhört, als in dem Flussschlauche der Durchbruchstellen.

Von den Nebenflüssen zeigt der Inn in der Rosenheimer Thalweitung die längste Dauer mit 31 Tagen, doch geht dieselbe an den drei folgenden Stationen gleichmäßig auf 26 Tage zurück, erholt sich hierauf auf 27 Tage und von Simbach an, wo wir schon früher eine Verspätung des Eiseintrittes und eine Verfrühung des Endtermins erkannten, dauert die mittlere Eisbedeckung nur 24 Tage, während die hier mündende Salzach nur 17 Tage Eisdauer aufweist. An den untersten zwei Stationen des Inn finden wir 25 Tage, so dass die gesammte Eis-

bedeckung an dem unteren Inn um 9 Tage gegenüber der benachbarten Donau zurückbleibt.

Auf eine sehr geringe Dauer der Eisbedeckung weisen die Aufzeichnungen in den Stationen der oberen Isar hin. Z. B. finde ich seit 1826 in Mittenwald nur zweimal Eis angegeben, nämlich vom 6. bis 19. December 1837 und vom 27. bis 31. December 1846, für den strengen Winter 1879—80 ist hier ausdrücklich kein Eis angegeben. Gleiches gilt von der Station Mittenwald an der Seinsbrücke, wo seit 1853 beobachtet wird, und auch für 1879—80 kein Eis angegeben wird. Für Tölz finde ich seit 1829 Eis angegeben für den Winter 1838—40, 1843—44, 1844—45, 1846—47 und seither nicht mehr, namentlich auch nicht für den Winter 1879—80. Ich habe die genannten Stationen nicht besucht und auch sonst keine Gelegenheit gefunden, die Richtigkeit dieser sehr auffälligen Beobachtungen zu prüfen und bin daher außer Stande, dieselben hier zu verwerthen. Immerhin wäre es denkbar, dass die Eisverhältnisse eines im porösen daher quellreichen Kalkgebirge entspringenden Hochgebirgsflusses sich wesentlich anders gestalten, als die eines Flusses in der Ebene, zumal wenn berücksichtigt wird, dass dann, wenn im Alpenvorlande die Temperatur während des winterlichen Luftdruckmaximums sehr tief sinkt, im Gebirge infolge der Temperaturumkehrung vergleichsweise milde Temperaturen herrschen. Auch in Grünwald und München liegen nach den vorliegenden Beobachtungen nur geringe Eisbildungen vor, was auch durch die jedenfalls regelmäßigeren Beobachtungen der unterhalb gelegenen Station Freising sich bestätigt findet, indem sich hier eine mittlere Eisdauer von 12 Tagen einstellt. Bis Landshut hat sich dieselbe auf 18 Tage gesteigert, zeigt aber bei Dingolfing ein Zurückgehen auf 14 Tage und nimmt dann wieder allmählich bis auf 17 Tage bei Plattling an der Mündung zu. Trotzdem die unterhalb der Isarmündung gelegene Donaustation Vilshofen 14 Tage längeres Eisrinnen hat, wie die untere Isar, so stellt sich in Vilshofen an der Donau doch die Eisdauer um 9 Tage kürzer als in der oberhalb der Isarmündung gelegenen Donaustation Deggendorf und um 3 Tage kürzer als in dem nur etwa 20 *km* unterhalb gelegenen Passau, ein Verhältnis, welches wiederum für den Einfluss der Isar spricht. Loisach und Amper führen nur durch ungefähr 14 Tage der Isar Treibeis zu.

Zu Füssen, in der obersten Station am Lech, sind die Angaben über Eisbedeckung ebenso selten, wie an der oberen Isar. Dagegen hat die folgende Station Schongau die längste Eisdauer am Lech, nämlich 21 Tage. In Landsberg sind es nur mehr 18 und gegen die Mündung zu noch weniger Tage. Die Wertach bleibt in der Dauer der Eisbedeckung noch hinter dem Lech zurück, denn an ihrer Mündung bleibt die Zahl der Winter mit Eisangaben hinter der des Lech zurück und auch die Dauer ist eine geringere. Die Iller gleicht der Isar und dem Lech. An der obersten Partie bei Kempten sind wenige Winter mit Eis verzeichnet, dann kommt um Ferthofen eine Region stärkerer Eisbildung, wo sich die mittlere Eisdauer nach dreißigjährigem Durchschnitt auf 19 Tage beläuft; gegen die Mündung zu wird sie etwas geringer und dürfte bei Kellmünz und weiter unterhalb nicht mehr als 18 Tage betragen. An dieser Strecke herrscht demnach auf der Iller lebhaftere Eisbildung als auf der benachbarten Donau.

Die längste Eisdauer unter allen Zuflüssen der Donau zeigt die obere Naab, die bei Schwandorf durch 70 Tage mit Eis bedeckt ist, während sie an der Mündung nahezu der Donau hinsichtlich der Eisdauer

gleichkommen dürfte. Der Regen hat an der Pegelstelle Nittenau mit 47 Tagen die zweitlängste mittlere Eisbedeckung.

Vergleichen wir die wirkliche mittlere Eisdauer an vorstehenden Flüssen, so wird das bestätigt, was sich schon bei Eintritt und Endtermin herausgestellt hatte, nämlich ein Überwiegen der Eisbildung auf der Donau gegenüber den Alpenzuflüssen und ein Nachstehen gegenüber Naab und Regen. Ferner ist nicht zu verkennen, dass die Dauer der Eistage gegen Osten zunimmt, denn in Österreich geht die Eisdauer an keinem Orte auf so niedrige Beträge zurück, wie an der Flussstrecke Ulm-Neustadt. Diese Thatsache wird hauptsächlich auf den Einfluss des Gefälles zurückzuführen sein, welches an der österreichischen Donau fast immer unter 0·50‰ bleibt, an jener oberen Partie aber den Betrag von 0·73‰ übersteigt. In der Straubinger Ebene, wo sich das geringste Gefälle einstellt, ist die mittlere Eisdauer am längsten.

In auffälliger Weise äußert sich dieser Umstand, wenn man ein Verhältnis bildet zwischen der wirklichen Eisdauer und dem Zeitraume, der vom mittleren Anfang und Endtermine eingeschlossen ist. Überall ist letztere auch als Amplitude zu bezeichnende Periode länger als die wirkliche Eisdauer. In Ulm beträgt sie 43 Tage, wovon nur 12, also nicht einmal ein Drittel wirkliche Eistage sind; in Deggendorf beläuft sie sich auf 66 Tage, denen 40 Tage, also fast zwei Drittel wirklicher Eisdauer gegenüberstehen. In Wien fallen auf eine Amplitude von 50 Tage 31 Tage mit wirklicher Eisbedeckung. Es zeigt sich somit, dass die Amplitude mit zunehmender Eisbedeckung wächst, aber langsamer als die wirkliche Eisdauer. Die längsten Intervalle zwischen Eintritt und Endtermin sind ausgezeichnet durch längste Eisbedeckung und diese ist bedingt durch einzelne längere regelmäßig vertheilte Eisperioden; die kürzesten Intervalle haben die kürzeste Eisbedeckung und diese vertheilt sich auf einzelne sprunghaft und unregelmäßig eintretende Eisperioden. Dieses lässt sich aus den Original-Beobachtungen direct entnehmen.

Eintritt des Eisstoßes.

C. Fritsch legt in seinen Untersuchungen über die Eisverhältnisse der Donau Gewicht auf die wechselnde Menge des Treibeises, welche, wie früher erwähnt, in den österreichischen Aufzeichnungen durch die Zehntelzahl der Strombreite ausgedrückt ist. Da wir es nur mit rohen Schätzungen der Beobachter zu thun haben, welche außerdem noch von der verschiedenen Strombreite an den einzelnen Stationen beeinflusst werden, so können sie für unsere Betrachtung keinen zuverlässigen Anhaltspunkt bieten. Sie besitzen einen gewissen praktischen Werth insofern, als man während des Eistriebes aus denselben einen Schluss ziehen kann, wann und wo sich ungefähr Standeis bilden wird.

Der Eisstoß ist für die ganze hier berücksichtigte Stromstrecke der Donau nicht Regel, sondern Ausnahme: er tritt nur in strengeren Wintern ein, wie man sich durch einen Vergleich mit den Temperaturverhältnissen überzeugen kann. In Wien beträgt das Wintermittel (December, Januar, Februar) $-0·5°$; in allen denjenigen Wintern, für welche in Wien Eisstöße angegeben sind, sinkt es unter $-1°$ C. Man findet das auch erklärlich: wenn man für die Eisstöße ähnlich wie für die Entstehung des Treibeises die Frostdauer und den Frostgrad bildet, so ergibt sich eine so große Kältenentwicklung, die für ein Wintermittel den Ausschlag geben kann. Es verstreichen 13 Tage mit einer Mitteltemperatur von $-6·6°$, bevor sich zwischen Wien und Hainburg der Eis-

stoß stellt. Oberhalb Passau, wo die Bedingungen für die Eisstoßbildung günstiger sind, genügen durchschnittlich 11 Tage mit —5·1° im Mittel für die Standeisbildung. Auch bei Hainburg bildete sich am 21. Januar 1880 schon eine Eisbrücke, nachdem durch 11 Tage eine Mitteltemperatur von —4·1° geherrscht hatte. In diesem Falle ist allerdings zu bemerken, dass erst kurz vorher ein Eisstoß abgezogen war; in Folge dessen war die Wassertemperatur eine niedere und die Eisbildung sehr erleichtert. Andererseits dauerte es 15 Tage mit durchschnittlich —7·8°, bevor am 10. December 1879 das Treibeis bei Hainburg zum Stehen kam. Nehmen wir auch das erste Beispiel an, so treten derartige Frostperioden nicht in jedem Winter bei Wien ein, das Treibeis verlauft daher in vielen Fallen ohne Stoßbildung.

Wie man aus den der Tabelle III beigefügten Zahlen, welche die Dauer der Eisstöße angeben, entnehmen kann, kommen Eisstöße während der 40jahrigen Periode nicht in jedem Jahr und in jeder Station vor, sondern an einigen Stationen öfter als an anderen und in einigen gar nicht. Zu letzteren gehört Neu-Ulm, Aschach und Linz.

Nur 2 mal ist Stoßbildung verzeichnet in Günzburg, Oberzell und Melk
4 » in Stein und Spitz
6 » in Neuburg und Zwentendorf
7 » in Dilingen
8 » in Regensburg
9 » in Großmehring
10 » in Donauwörth, Ingolstadt, Wallsee und Tulln
11 » in Vohburg
12 » in Deggendorf
13 » in Pförring und Hainburg
14 » in Neustadt, Greifenstein und Nussdorf
16 » in Kehlheim, Vilshofen, Wien, Regelsbrunn
17 » in Straubing und Passau
18 » in Fischamend.

In der vorstehenden Aufzählung sind die Namen derjenigen Orte gesperrt gedruckt, welche eine häufigere Eisstoßbildung als die ober- und unterhalb gelegenen Stromstellen aufweisen. Man kann also diese Orte als die Entstehungsstatten für das Standeis bezeichnen. Man entnimmt daraus, wie auch aus der beigegebenen Tafel II, welche die wechselnde Längenentwicklung der Stoße langs der Donau enthält, dass die Eisstoße auf der Donau immer nur örtlich entwickelt sind, und zwar im Allgemeinen nur in den Weitungen; an dem unteren Ende derselben, theilweise noch in den Durchbruch hineingreifend, ist die Stauregion des treibenden Eises, hier sind die zahlreichsten Standeisbildungen verzeichnet. Lediglich in der Vilshofner und Kehlheimer Enge erreichen die Stoße eine größere Langenausdehnung und sind hier ohne Zweifel durch aufragende Riffe und Felsklippen bedingt, welche sich bei größerem Eistrieb wie ein Wehr vor die Eisschollen legen und den Abzug derselben hindern. Gerade an diesen Punkten erweist sich, dass die Bildung des Standeises kein thermisches, sondern ein mechanisches Phänomen ist. Wenn wir die einzelnen Stoßgebiete an der ganzen Donau durchmustern, so zeigt sich überall ein ähnlicher mechanischer Einfluss. Die Strenge der Kälteentwicklung kommt nur insoferne in Betracht, als sich wahrend derselben größere Treibeismassen bilden, die bald spater bald früher von der lebendigen Kraft des Flusses nicht

mehr überwältigt werden können und daher abgelagert werden. Erst bei Eintritt größerer Wasserkraft werden dieselben wieder fortgeschafft, d. h. der Stoß wird aufgelöst.

Diejenigen Flussstrecken, welche sich durch verhältnismäßig häufigere Standeisbildungen auszeichnen, sind folgende:

1. Das Stoßgebiet von Donauwörth, welches in 2 Wintern bis nach Günzburg 50 *km* oberhalb Donauwörth reichte; seit den letzten zwanzig Jahren ist es jedoch zu keiner selbstständigen Stoßbildung mehr gekommen; die fortschreitende Regulierung an dieser Flusspartie scheint die Ursachen für diese Stoßentwicklung entfernt zu haben.

2. Das Stoßgebiet von Kehlheim, welches, wie schon erwähnt, an der langen Wand oberhalb Kehlheim seinen Ursprung hat und fünfmal bis Neuburg über 60 *km*, einmal (im Winter 1879/80) bis Dillingen über 120 *km* aufwärts reichte.

3. Der Straubing-Passauer Stoß, öfter durch eine kurze offene Rinne zwischen Vilshofen-Deggendorf an der Isarmündung getrennt; seine Länge beträgt mehr als 150 *km*.

4. In der verwilderten Strecke von Wallsee[1] findet sich in früheren Jahren eine kurze Eisbrücke angegeben, doch fehlt selbst dem strengen Winter von 1879/80 eine Angabe dafür.

5. Das Niederösterreichische Stoßgebiet, das unterhalb Pressburg, zuweilen bei Fischamend seinen Ursprung hat und von letzterem Orte bis eine Länge von über 130 *km*, von ersterem eine solche von über 90 *km* besitzt.

Am unteren Ende nicht genau abgegrenzt, verschmilzt diese Stoßgruppe bisweilen mit der Niederungarischen, wie es nach Wex[2]) im Winter 1879/80 unzweifelhaft der Fall war. Letztere scheint von dem Walachischen Stoßgebiete, worüber wir die in Tabelle IV mitgetheilten Beobachtungen besitzen, durch eine freie Stromstrecke längs der Stromschnellen am Eisernen Thore getrennt.[3])

Fünf Strompartien sind es also in unserem Gebiete, an denen das Stoßeis zu einer größeren Entwicklung gelangt. Von den drei oberen, nämlich dem Kehlheim-Ingolstädter, Passau-Straubinger und Niederösterreichischem Stoßgebiete besitzen wir genaue Beobachtungen seit 40 und mehr Jahren. Leider stehen von den unterhalb der Österreichischen Grenze gelegenen Stoßgebieten keine homogenen Beobachtungsreihen zu Gebote; aus der geringen Zahl dieser Beobachtungen ergibt sich folgendes: Bei C. Fritsch[4]) finden sich für Niederungarische Stationen Aufzeichnungen in den Wintern 1853/4, 57/8, 59/60, 61/2–64/5, also im ganzen in 8 Wintern vor, davon sind in 7 Fällen Eisstöße verzeichnet. Die Niederösterreichische Stromstrecke zeigt in den ent-

[1] Das Stoßgebiet ist näher beschrieben von Prof. Dominik Columbus in den »Berichten über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften« Bd. IV S. 183: Eisbildung in Oberösterreich während 1847/8.

[2] G. R. von Wex, »Über die Wirkung der Donauregulirung bei Wien anlässlich des letzten strengen Winters 1879/80«.

[3] Herr Radivanović erhielt auf einer gemeinsamen Studienreise in der Gegend des Eisernen Thores im Sommer 1888 an mehreren Stellen die Auskunft, dass die Stromschnellen daselbst in jedem Winter eisfrei bleiben, nur auf kurze Strecken, so besonders bei Svinica, bleibe Treibeis hängen.

[4] C. Fritsch, Die Eisverh. d. Donau a. a. O. Während des Druckes dieser Arbeit ist mir die reiche Fülle von Daten über Wasserstände und Eisverhältnisse zugekommen, welche in dem neuerschienenen Werke von Péch József »A magyar [illegible] folyóiban észlelt Vizállások. II. Kötet Vizállások a Dunán 187[illegible]–85, Budapest 1890« enthalten ist.

sprechenden Wintern nur 6 Stöße, ebensoviel die Straubing-Passauer Stoßgruppe, im Kehlheimer Stoßgebiete sind vier, im Donauworther fünf Stöße angegeben. Ziehen wir in gleicher Weise die Beobachtungen für die untere Donau heran, so finden wir in den Wintern 1850—1862 9 Eisstöße für die Walachische Donau angegeben; für die gleiche Zeit sind an der Niederösterreichischen Stoßgruppe 8, an der Straubing-Passauer 7, an der Kehlheimer und Donauworther 6 Stoße angegeben. Aus diesen zwei allerdings kurzen Vergleichsreihen geht mit Wahrscheinlichkeit hervor, dass die Zahl der Stöße vom Oberlaufe gegen den Unterlauf ziemlich gleichmäßig zunimmt, und dass an dem untersten Theile der Donau im Gegensatz zu unserer Strecke der Eisstoß Regel, und der eisfreie Strom Ausnahme ist.

Dieses Ergebnis steht in Übereinstimmung mit der hier schon mehrfach betonten Regel, nach welcher ein geringes Gefälle, wie es ja an der Ungarischen und Walachischen Stromstrecke vorhanden ist, als Ursache von intensiver Eisbildung angesehen werden muss. Nebst dem kleinen Fallwinkel der Donau in der Walachischen Ebene ist es aber auch das Winterklima, welches, wie oben gezeigt wurde, einen ziemlich strengen Charakter trägt. Klima und besonders das Gefälle sind also die Ursachen, dass die Eisstöße an der unteren Donau weit häufiger eintreten als an der oberen.

Weniger groß ist der Unterschied an beiden Stromstrecken hinsichtlich des mittleren Eintrittstages der Stöße; um in dieser Hinsicht streng vergleichbare Daten zu erhalten, dürfte man die Mittelbildung nur für solche Winter vornehmen, in welchen an sämmtlichen Gruppen Eisstöße beobachtet wurden. Da aber derartige Fälle in zu geringer Zahl vorlagen, erschien es angezeigter, den Eintrittstag einer Stoßgruppe aus allen Wintern, in welchen an derselben Eisstöße verzeichnet sind, zu ermitteln, und auf diese Weise entstanden folgende Zahlen:

Mittlerer Eintrittstag

des	Donauwörther	Stoßes	(10	Fälle)	am	5.	Januar,
»	Kehlheimer	»	19	»	»	8.	»
»	Straubing-Passauer	»	21	»	»	8.	»
»	Greiner	»	10	»	»	10.	»
»	Nieder-Österr.	»	20	»	»	10.	»
»	Nieder-Ungarischen	»	7	»	»	6.	»
»	Walachischen	»	40	»	»	8.	»

Mittlerer Eintrittstag der Stöße längs der ganzen Donau am 8. Januar

Die Daten fallen, trotzdem sie aus verschieden langen Reihen gewonnen sind, nicht weit auseinander, und bemerkenswert ist, dass der allgemeine Eintritt der Stöße auf der Donau um den kältesten Tag des Jahres herum erfolgt.

Es wurde früher bei der Aufzählung der einzelnen Stoßgebiete die Länge derselben angegeben, und es war damit die nach unseren Beobachtungen bekannte Maximallänge gemeint. Diese wird nur in wenigen Wintern erreicht, wie aus beigegebener Tafel II ersichtlich ist. In den meisten Fällen bietet sich ein wechselvolles Bild dar, indem in mehreren aufeinander folgenden Wintern eine verschieden große Entwicklung der Eisstoße zu verfolgen ist. Die Länge der Stöße oder die Intensität des Vorbauens ist abhängig von Frostdauer und Frostgrad; je nachdem sich diese von Jahr zu Jahr ändern, wechselt auch die Länge und das Bild der Stöße. Bezüglich der Intensität des Vorbauens ließen

sich aus dem Beobachtungsmaterial annähernd wichtige Werthe gewinnen. Verfolgt man nämlich einzelne Stöße von einer bestimmten Station aus stromaufwärts, so lässt sich aus der Zeit, in welcher der Stoß an einer oberhalb gelegenen Station eintritt, und der Entfernung beider Beobachtungsorte die mittlere Geschwindigkeit des vorbauenden Stoßes berechnen.

So rückte der Stoß

im Winter 1870/71	in 4 Tagen		
» » 1879/80	» 2 »	im Mittel in 3 Tagen	
» » 1880/81	» 3 »		
» » 1887/88	» 3 »		

von Hainburg nach Wien vor, was bei einer Entfernung von 45 *km* einen Betrag von 15 *km* pro Tag ergibt. Ebenso erhält man in der Stoßgruppe Passau-Regensburg für mehrere Fälle vereint eine Vorbaugeschwindigkeit von 17 *km* pro Tag, für Kehlheim-Ingolstadt nur 8½ *km*. Es sind dies Fälle, in welchen das Wachsthum rasch erfolgte, was nur bei sehr niederen Temperaturen möglich ist. Hebt sich die Tagestemperatur, dann rückt der Stoß langsamer aufwärts; so betrug im Winter 1879/80 die Geschwindigkeit des Vorbauens von Fischamend gegen Tulln 14 *km* pro Tag bei einem täglichen Temperaturmittel von −9°; als darauf drei wärmere Tage mit nur −4.5° folgten, rückte der Stoß täglich nur um 7.4 *km* flussaufwärts. Erreicht die Temperatur den Nullpunkt, oder geht sie darüber hinaus, so hört auch der Eistrieb oberhalb des Stoßes auf und das Wachsen hat ein Ende.

Aus dieser deutlichen Beziehung zwischen Temperatur und Wachsthum der Stöße geht hervor, dass jedes längere zusammenhängende Stoßgebiet seine obere Grenze nur in sehr strengen Wintern erreicht; denn ist schon zur Bildung des Standeises, wie wir oben S. 26 sahen, eine anhaltende Frostentwicklung erforderlich, so erfordert das weitere Aufbauen noch derartige Kältesummen, wie sie in unseren Gegenden nur selten vorkommen. Im Winter 1879/80 verstrichen z. B. 33 Tage mit durchschnittlich −7.5, bevor der niederösterreichische Stoß oberhalb Melk an seiner oberen Grenze angelangt war, derselbe Fall hatte sich im Februar 1858 ereignet, und dieser Monat zeigt ein Mittel von −7°. Nicht ganz wurde die obere Grenze des niederösterreichischen Stoßgebietes im Winter 1864 und 1872 erreicht, obzwar beidemal ein Monatmittel mit weniger als −6° vorhanden war. Infolgedessen scheint die Annahme gerechtfertigt, dass bei den jetzigen Stromverhältnissen die bekannte Maximallänge des niederösterreichischen Stoßes nur bei einer Frostdauer von wenigstens 30 Tagen mit einer mittleren Temperatur von −7° erreicht wird. Es bleibe dahingestellt, in wiefern man diese Zahlen etwa als einen Maßstab für strenge Winter vergangener Zeiten benützen kann.

Die Standeisbildung auf den Nebenflüssen zeigt manche Ähnlichkeit, vielfach aber auch Verschiedenheiten mit der auf dem Hauptstrome. Schon aus dem Verhalten des Treibeises an den Zuflüssen lässt sich ein Schluss auf das Vorkommen der Eisstöße ziehen. Wir sahen an sämmtlichen alpinen Zuflüssen die Eisbildung später vor sich gehen als auf der Donau, und die wirkliche Eisdauer war eine geringere, während bei Naab und Regen das umgekehrte Verhältnis eintrat. Die Eisstöße verhalten sich dem analog. An den Alpenflüssen lässt sich ein späteres und selteneres Auftreten derselben wahrnehmen, bei Naab und Regen ist es umgekehrt. Die örtliche Vertheilung der Eisstöße auf den Alpen-

flüssen zeigt eine große Uebereinstimmung mit den diesbezüglichen Verhältnissen der Donau; denn wieder sind es — vielleicht abgesehen von der Mündung des Inn — die Weitungen, welche durch Standeisbildung ausgezeichnet sind. So stellte sich der Stoß am Inn auf bayerischem Boden während der letzten vierzig Jahre siebenmal um Rosenheim, je neun-, sechs- und fünfmal in Kraiburg, Mühldorf und Neu-Ötting und oberhalb der Mündung bei Neuhaus zwanzigmal; die Salzach war bei Laufen gar nicht, bei Burghausen nur zweimal zugefroren. An der Isar sind zwei Stoßgebiete zu unterscheiden: das eine von der Mündung aufwärts zeigt bei Plattling neun, bei Landau vier und bei Dingolfing einen Winter mit Eisstoß, das andere bei Landshut beginnend weist für diese Station zwölf, für das wenig oberhalb gelegene Hofham (mit kürzerer Beobachtungsreihe) sechs Fälle mit Standeisbildung auf, während ich an keiner der oberhalb Hofham gelegenen Pegelstationen weitere Angaben von Stößen vorfand. Wenn A. Geistbeck[1]) die obere Grenze derselben bis nach München verlegt, so müssen daher ihm anderweitige Beobachtungen zur Verfügung gestanden haben. Ebenso stimmen die Resultate aus den mir vorgelegenen Pegelacten der Stationen an der Loisach und Amper nicht mit denen Geistbeck's überein, welcher die unteren Partien beider Flüsse als Strecken mit totaler Eisbedeckung bezeichnet, während ich in Sindelsdorf a. d. Loisach seit Winter 1872 nur sechsmal, und zu Dachau a. d. unteren Amper nur viermal Standeis angegeben fand. Dagegen ist bei Eschelsbach a. d. oberen Amper achtmal und bei Weilheim oberhalb des Ammersees fünfmal Standeisbildung angegeben. Sehr selten kommen Stoßbildungen am Lech vor; bei Landsberg finde ich sie dreimal angegeben, in Augsburg wurde mir mitgetheilt, dass der Lech nie zufriere, und am untern Lech bei Rain kam es nur in den strengen Wintern 1857/58 und 1879/80 zu Eisverstopfungen. Ebenso stellten sich an der Wertach bei Oberhausen nur dreimal Stoßbildungen ein. Einzelne Partien der Iller scheinen öfter ganz mit Treibeis bedeckt zu sein, wenigstens ist in den Pegelacten von Kempten sechsmal Eisstand verzeichnet, allerdings seit dem Winter 1872/73 gar nicht mehr; in der weiter unterhalb gelegenen Station Kellmünz finde ich Eisstand nur zweimal angegeben, jedoch scheint der gerade in strengeren Wintern auftretende Ausdruck »Eisgang« statt des sonst gebräuchlichen »Eisrinnens, fließend Eis oder Grundeis« auf Stoßbildungen hinzuweisen.

Der Regen ist bei Nittenau, die Naab bei Schwandorf jeden Winter zugefroren, bei Etterzhausen an der Mündung der Naab ist es weniger häufig der Fall.

Folgende Zusammenstellung gibt ähnlich wie für die Donau ein Mittel aus den Eintrittsterminen der Stöße an den verschiedenen Stationen und Flüssen.

[1]) A. Geistbeck, »Eisverhältnisse der Isar und ihrer Nebenflüsse«. — In dieser Monographie wird eine Eintheilung der Flüsse auf Grund der Eisverhältnisse vorgenommen, und zwar unterscheidet Geistbeck 1. Flüsse ohne Eisbildung, 2. Flüsse mit bloßer Treibeisbildung (Moosach), 3. Flüsse mit partialer Eisbedeckung (Rhein, Isar), 4. Flüsse mit totaler Eisbedeckung (Untere Loisach und Amper). Bei der dritten Gruppe nimmt er eine obere, mittlere und untere Grenze der Eisstöße an. Ich kann mich dieser letzteren Eintheilung nicht anschließen. Wir unterscheiden an den größeren Flüssen einzelne Stoßgebiete, die von einem bestimmten Punkte aus regelmäßig ihren Ursprung haben, d. i. die untere Grenze, von dieser aus bauen die Stöße je nach dem Kältegrade des Winters verschieden weit vor, und der durch Beobachtung bekannte längste Stoß gibt allenfalls die obere Grenze. Die Einschaltung einer mittleren Stoßgrenze würde bei der geringen Länge unserer Standeisbildungen den Gegenstand wohl nur complicierter erscheinen lassen.

Der Stoß stellt sich am Inn zu Rosenheim im Mittel am 7. Jan.
zu Kraiburg » » 4. Jan.
zu Mühldorf » » » 10. Jan.
zu Neu-Ötting » » 5. Jan.
zu Neuhaus » » » 4. Jan.
an der Isar bei Landshut » » 8. Jan.
bei Plattling » » 10. Jan.
an der unteren Loisach und Amper » » » 17. Jan.
an der Amper bei Eschelsbach » » » 7. Feb.
an der Iller bei Kempten » » » 31. Dec.
an der Naab bei Schwandorf » 7. Dec.
am Regen bei Nittenau » » » 4. Dec.

Während Inn und Isar mit der Donau ziemlich übereinstimmen, tritt sich der frühe Termin an der oberen Iller (31. December) und der späte an der oberen Amper (7. Februar) auffallend hervor. An Naab und Regen fällt Eisbildung und Stoßbildung ziemlich zusammen.

Abgang und Dauer der Eisstöße.

Der Abgang der Eisstöße ist von dem Auftreten positiver Tagestemperaturen abhängig. Aber je nach der Länge des aufgebauten Stoßes variieren die Wärmemengen, welche die Auflösung herbeiführen, in ziemlich beträchtlichem Umfange; so z. B. zog der niederösterreichische Stoß bei Fischamend am 3. Februar 1885 nach 2 Tagen mit + 2·5° ab, während im Winter 1880 6 Tage mit durchschnittlich + 2·9° verstrichen, bevor sich am 23. Februar der Stoß bei Wien in Bewegung setzte. Im ersten Falle reichte das Standeis nicht ganz bis nach Wien, hatte also eine geringe Ausdehnung, im Winter 1880 stand das obere Ende des Stoßes nicht weit von Krems und erreichte mehr als die doppelte Länge des 1885er Stoßes. Ähnliche Beispiele finden sich auch für andere Gebiete. Diese Thatsache macht es unzweifelhaft, dass zur Auflösung kurzer Strecken eine geringere Temperatur-Erhöhung erforderlich ist, als zur Auflösung langer Eisstöße. Dieser Umstand kann und muss sogar außer Acht gelassen werden, wenn man sich über den mittleren Wärmeeffect, der das Aufgehen der Eisstrecke bewirkt, klar werden will. In ähnlicher Weise, wie früher bei der Entstehung des Eises, bildet man sich, von der ersten positiven Tagestemperatur vor der Auflösung ausgehend, das Zeit- und Temperaturmittel für die Winter mit Standeisbildungen. Für die Station Wien erhält man auf diese Weise 4·5 Tage mit durchschnittlich + 2·6°, d. i. eine Wärmesumme von 11·7°. Nach dem 100jährigen Temperaturmittel Wiens wird ein gleicher Wärmeeffect ungefähr am 25. Februar erreicht. Wären die Standeisbildungen in unserem Gebiete Regel, so würde die Auflösung derselben im Mittel an diesem Tage erfolgen. Die Eisstöße treten aber bei Wien nicht einmal jeden zweiten Winter ein, und so ist auch das mittlere Datum des Abzuges derselben ein anderes, nämlich der 9. Februar. Im ganzen niederösterreichischen Stoßgebiete fällt der mittlere Auflösungstermin auf den 9/10 Februar und in allen Stoßgebieten stellt sich dieser Datum wie folgt:

Am Donauwörther Stoßgebiete ist es der 27. Januar.
» Kehlheimer » » » » 6. Februar.
» Straubing-Passauer » » » » 8. Februar.
» Greiner » » » » 30. Januar.
» Nieder-Österreich. » » » » 9/10. Februar.

Am Nieder-Ungarischen Stoßgebiete ist es der 10. Februar.
» Walachischen » » » » 25. Februar.

Wenn wir von dem Greiner Stoße absehen, so ergibt sich aus den vorangehenden Daten folgendes: die Auflösung der Stöße erfolgt im Oberlaufe früher als im Unterlaufe, der Verlauf der Auflösung richtet sich von Westen gegen Osten. [1]

Wenn C. Fritsch [2] der Ansicht war, dass der Eisabgang mit seltenen Ausnahmen im Oberlaufe des Donaustromes später erfolge, als im Unterlaufe, so mag der Grund dafür in dem damals noch dürftigen Beobachtungsmaterial liegen; thatsächlich geht die Auflösung westöstlich vor vor sich, und die Donau gehört zu den Strömen, deren Eisbedeckung im Oberlaufe eher aufhört als im Unterlaufe. Jedoch macht sich diese Regel nicht in einer für die Uferlandschaften verderblichen Weise geltend, wie es bei andern Strömen, z. B. den sibirischen, manchen russischen und der Weichsel der Fall ist. Diese Flüsse der gemäßigten und kalten Zone mit meist südnördlich gerichtetem, längerem Laufe gehen in ihren oberen, d. i. südlichen Theilen früher auf, als in dem nördlichen Unterlaufe. Die abziehenden Eismassen und aufgespeicherten Wassermengen finden das Strombett hier verlegt, wodurch vielfach Stauungen, Verstopfungen und verheerende Überschwemmungen eintreten. Bei der Donau macht sich das, wie gesagt, weniger fühlbar; hier ist der Zeitunterschied zwischen dem Aufgehen an den oberen Partien und den weiter abwärts gelegenen so gering ein, zwei Tage, dass die von oben kommenden Stöße den Fluss in den unteren Stoßgebieten schon frei vorfinden. So braucht der Passauer Stoß, um den 300 *km* entfernten niederösterreichischen zu erreichen, wenigstens 3 Tage, der letztere um in das niederungarische Gebiet zu gelangen, noch bedeutend länger, während der Zeitunterschied in dem Aufgehen der drei Stöße nur je einen Tag beträgt. Der Sprung zwischen dem Niederungarischen und Walachischen Stoße ist allerdings beträchtlicher, doch darf man nicht vergessen, dass hier die Abzugsgeschwindigkeit in Folge des geringen Gefälles ebenfalls bedeutend geringer ist.

Von den Stoßbildungen auf den Nebenflüssen erfolgt das Aufgehen

am Inn zu Rosenheim	am 31. Januar.
» Kraiburg	» 30. »
» Mühldorf	» 5. Februar.
» Neu-Ötting	» 2. »
» Neuhaus	» 28. Januar.
» der Isar bei Landshut	» 10. Februar.
bei Plattling	» 30. Januar.
an der unteren Loisach und Amper	» 6. Februar.
» » Amper bei Eschelsbach	» 16. »
» » Iller » Kempten	» 29. Januar.
» » Naab » Schwandorf	» 27. Februar.
» » Regen » Nittenau	» 15. »

Aus dieser Zusammenstellung geht hervor, dass die Stöße der bedeutenderen Zuflüsse partienweise in die Donau gelangen, was für

[1] Der Greiner Stoß bildet eine Ausnahme von der Regel, indem er eher aufgeht, als die westlich gelegenen Stoßgebiete; es hängt dies vermuthlich mit seiner geringen Größe zusammen.

[2] C. Fritsch. »Die Eisverhältnisse der Donau.« Denkschriften der k. Akademie d. W. XXIII. Bd. pag. 135.

das Flussregime von Wichtigkeit ist. Auf diese Weise verlieren sich die Wasser- und Eismengen im Hauptstrome, die, wenn summiert, die größten Hochfluten erzeugen würden. Die Standeisbildungen an den Mündungen lösen sich in der Regel zuerst auf, dann folgen die oberen Gebiete. Lediglich in der Gegend von Rosenheim und Kraiburg zieht der Innstoß eine Woche früher ab, als in dem flussabwärts gelegenen Mühldorf; hier dürfte eine Anschoppung der oberen kleinen Stoße erfolgen.

Wie oben der Zeitraum zwischen mittleren Anfang und Endtermin des Treibeises nicht ganz als wirkliche Eisdauer bezeichnet werden konnte, so ist es auch hier bei den Eisstößen der Fall. Es gibt Winter, in denen es zu wiederholten Standeisbildungen kommt. Z. B. Winter 1879/80. Siehe Tafel I. Zwischen dieselben schalten sich Tage ohne Eisbedeckung ein, welche von dem Zeitraum zwischen ersten und letzten Termin abzuziehen sind. Unter Berücksichtigung dieses Umstandes ergeben sich an den einzelnen Stationen folgende Mittelwerthe der Dauer der Eisstöße:

Dillingen	19	Tage	Passau	29	Tage
Donauworth	28	»	Grein	19	»
Neuburg	9	»	Melk	12	»
Ingolstadt	17	»	Spitz	10	»
Grossmehring	28	»	Stein	29	»
Vohburg	25	»	Zwentendorf	29	»
Pförring	27	»	Tulln	31	»
Neustadt	24	»	Greifenstein	26	»
Kelheim	17	»	Nussdorf	29	»
Regensburg	30	»	Wien	29	»
Straubing	34	»	Fischamend	23	»
Deggendorf	38	»	Regelsbrunn	23	»
Vilshofen	29	»	Hainburg	29	»

Und fassen wir mehrere Stationen zu je einem Stoßgebiete zusammen, dann erhalten wir folgende Mittel:

					Amplitude zwischen Eintritt und Endtermin
Der Donauwörther	Stoß	dauert	22	Tage;	22
» Kehlheimer	»	»	21	»	29
» Passau-Straubinger	»	»	31	»	31
» Greiner	»	»	19	»	20
» Niederösterreichische	»	»	28	»	31
» Niederungarische	»	»	34	»	35
» Walachische	»	»	37½	»	48.

Die Donau ist also in ihrem Unterlaufe, wo das Gefalle gering und das Klima streng ist, die längste Zeit mit Eis bedeckt. Ein Vergleich mit der wirklichen Dauer des Treibeises ergibt den scheinbaren Widerspruch, dass der Donauwörther Stoß eine längere Dauer besitzt als das Treibeis daselbst (22 Tage gegen 21 Treibeistage); auch der Kehlheimer Stoß weist eine ebenso lange Dauer auf wie das Treibeis. In diesen Fällen ist zu berücksichtigen, dass die mittlere Dauer der Eisstöße nur für Winter mit Standeisbildungen Giltigkeit hat, also nicht auf alle Beobachtungsjahre bezogen ist, wie das Treibeis. Thäte man dies, so würden sich bei dem Umstande, dass der Donauwörther und Greiner Stoß in jedem vierten, der Kehlheimer, Straubing-Passauer und der

Niederösterreichische in jedem zweiten Winter wiederkehren, sehr geringe Werthe für die Dauer derselben einstellen.

Bemerkenswerth ist, dass die Amplitude, innerhalb welcher die Eisbedeckung auftritt, sich fast überall mit deren wirklichen Dauer deckt, ein Verhältnis, das sich durch die seltene Wiederkehr der Stoßbildung während eines Winters erklärt.

Die mittlere Dauer der Eisstöße auf den Nebenflüssen beträgt

am Inn zu Rosenheim	21	Tage;	Amplitude	24	Tage.
» » » Kraiburg	26	»	»	26	
» » » Mühldorf	20	»	»	26	»
» » Neu-Oetting	28	»	»	28	»
» » » Neuhaus	15	»	»	24	»
an der Isar zu Landshut	17	»	»	33	
» » » » Plattling	17	»	»	20	»
» unteren Loisach und Amper	15		»	20	»
» Amper bei Eschelsbach	8			30	»
» » Iller bei Kempten	25	»	»	30	»
» » Naab bei Schwandorf	68	»	»	82	»
am Regen bei Nittenau	45	»		73	

An den Nebenflüssen zeigt sich demnach eine verhältnismäßig lange Dauer der Eisstöße, dagegen ist die Zahl der Winter mit Stoßbildungen eine geringe. Die Amplitude nimmt ebenfalls meist größere Beträge an, ein Zeichen, dass sich die Standersbildungen an den Nebenflüssen während eines Winters öfter wiederholen, daher regelloser auftreten als im Hauptstrome.

Die Eisverhältnisse der Donau während des strengen Winters 1879—80.

Es würde zu weit führen und wohl auch des Interesses entbehren, wenn versucht werden sollte, die Eisverhältnisse der einzelnen Winter zu schildern. Um aber doch den Einzelverlauf des Phänomens zu charakterisieren, möge ein typisches Beispiel zu diesem Zwecke herangezogen werden. Wir wählen den schon mehrfach erwähnten Winter 1879—80 und lenken die Aufmerksamkeit auf beigegebene Tafel I, welche die Wasserstands-Angaben und Eismengen sämmtlicher österreichischer Stationen und die Temperatur für Wien (Hohe Warte) in graphischer Darstellung enthält.

Mitte November 1879 trat im Donaugebiete Frost ein und legte schon am 16. November über die Naab eine Eisdecke; am gleichen Tage wurde auch am Regen bei Nittenau Eis bemerkt, welches sich am 28. November hier festsetzte. Es trat nun eine Frostperiode ein, die bis 30. December durch kein positives Tagesmittel unterbrochen wurde und in ganz Mitteleuropa das Decembermittel abnorm tief gestaltete. Am 28. November zeigte sich Treibeis auf der Wertach und am nächsten Tage wurde schon an den Donaustationen Deggendorf bis Grein und den Innstationen Mühldorf bis Marktl Eis beobachtet. In den folgenden Tagen trat der Eistrieb allgemein und lebhaft auf, zuletzt bei Neu-Ulm am 4. December, ebenso an der Loisach, oberen Iller und am unteren Lech. Bereits am 4. December hatte sich bei Neuhaus am unteren Inn ein Stoß gebildet, welcher den Zuzug von Eismassen in die Donau hinderte. Trotzdem nahm der Eistrieb am 6. December bei Aschach mehr als die Hälfte des Stromes ein, und auch an den übrigen öster-

reichischen Stationen nahm die Eismenge 3—5 Zehntel der Strombreite ein. Solche Eismengen finden unterhalb Pressburg keinen Abzug mehr, und so trat denn am 6. December bei Körtvelyes [1] unterhalb Pressburg Eisstauung ein, die am 8. December bis nach Pressburg, am 9. December bis Hainburg und am 10. December bis kurz unterhalb Wien reichte. Mittlerweile hatte sich auch bei Auersbach oberhalb Passau ein Stoß festgesetzt und war am 10. December bis Deggendorf vorgerückt; am 9. December hatte sich auch oberhalb Kehlheim der Stoß gestellt und am selben Tage bildete sich bei Neubeuren [2] am oberen Inn eine Eisbrücke. Der vor der Isarmündung stehende Donaustoß verursachte nun auf der unteren Isar eine Standeisbildung, welche am 13. December schon oberhalb Plattling stand. Tags darauf bildete sich ein selbstständiger Isarstoß bei Landshut.

Nunmehr trat eine neue Verschärfung des Frostwetters ein, am 15. und 16. December sank das Quecksilber in Wien unter —15°, infolge dessen neuerlich vermehrte Treibeisbildung und größere Intensität im Vorschieben der Stöße. Der Lech hatte zunächst am 17. und 18. December Eisschoppung; am 19. December, als der Kehlheimer Stoß sich vor die Mündung legte, stand auch hier das Eis still; ebenso fror die obere Amper bei Eschelsbach am 20. December zu. Nach den Acten kam es zu keiner Standeisbildung auf der Iller, Wertach und an der unteren Amper. Das Eisrinnen dauerte aber in den offenen Flussstrecken ununterbrochen bis 29. und 30. December fort und trug zum raschen Aufbau der Stöße bei.

Am 27. December stand der Niederösterreichische Stoß bei Melk, 110 km oberhalb Wien, der Straubing-Passauer hatte eine Länge von 150 km erreicht, der Kehlheimer erreichte am 26. December Dillingen und war über 120 km lang; der untere Innstoß hatte rasch aufwärts gestaut, die Salzachmündung verlegt und auch hier Stoßbildung veranlasst, der obere Innstoß stand am 21. December schon bei Kufstein. So war es überall zu ausgedehnten Standeisbildungen gekommen, die aufwärts Hainburg zusammengenommen eine Länge von mehr als 700 km erreichten.

Das Thauwetter trat nun am 30. December ein. Innerhalb weniger Tage lockerten sich die Eismassen, der Wasserstand hob sich und schon am 30. December schob sich der Niederösterreichische Stoß bei Spitz zusammen. Mit Bangigkeit sahen die Uferanwohner dem Abzuge der gestauten Eismassen entgegen. Am 3. Januar 1880 machte sich eine lebhaftere Bewegung bemerkbar; von Tulln abwärts zog der Stoß bei Wien vorüber, ohne größeren Schaden anzurichten. Bei Fischamend trat eine Stauung ein; die Lage für die Anwohner dieser und der unteren Flussstrecke wurde kritisch. Einige Ortschaften unterhalb Wien wie Albern, Kaiserebersdorf und Mannswörth standen unter Wasser [3], der Innstoß, am 2. und 3. Januar in Auflösung begriffen, war auf dem Wege, von Dillingen bis Ingolstadt schob der Kehlheimer Stoß nach; der Passauer Stoß drohte abzugehen. Da trat ein glücklicher Umstand ein: unterhalb Fischamend war Eis abgezogen, und nun bekamen die Eismassen »Luft«. Am 4. Januar zu Mittag wurde die Eisbrücke bei Fischamend durchbrochen und der nachziehende Stoß fand ungehinderten

---

[1] Nach Herrn Ingenieur Taußig in den Protokollen des Donauvereines 1880.

[2] Aus dem Verwendungsberichte des Staatsbaupraktikanten Kahn Aug. für das Jahr 1879, (in München bei der k. bayerischen Obersten Baubehörde, Manuscript).

[3] Nach E. Suess, in der »Discussion über die Eisverhältnisse auf der Donau im Winter 1879—80«, abgehalten am 22. Januar 1880. Protokoll des Donauvereins 1880.

Abzug. Es war aber auch die höchste Zeit; denn schon staute der abziehende Innstoß den Wasserstand bei Grein auf + 5 *m*; am 5. Januar 11ʰ p. m. ging der Passauer Stoß von Vilshofen ab, und traf in Wien am 7. Januar 2ʰ p. m. ein, hatte also für die etwas mehr als 300 *km* lange Strecke ungefähr 40 Stunden gebraucht. Der obere Theil des Passauer Stoßes war stehen geblieben und der Kehlheimer Stoß hatte sich an diesen angeschoben. Die kleineren Stöße des oberen Inn und der Isar sowie anderer Zuflüsse verrannen allmählich, doch hielten sie den Wasserstand bis 10. Januar in ziemlich bedeutender Höhe. An diesem Tage verschwand auch an der untersten Station das letzte nachrinnende Eis.

Verhängnisvoller gestaltete sich dieser Stoß für Ungarn, doch liegt mir das Material nicht vor; für Ober-Ungarn ist das Meiste in den Protokollen des Donauvereins zusammengestellt.

Am 11. Januar 1880 trat neues Frostwetter ein, das ununterbrochen bis zum 12. Februar anhielt. Von Deggendorf bis Neustadt standen noch Theile des früheren Stoßes, ebenso am Inn in der Gegend von Mühldorf und oberhalb Rosenheim. Das Wasser war infolge dessen stark abgekühlt und so begann der Eistrieb in der Station Aschach und am Inn schon den 12. Januar, an den oberen Stationen der Donau am 13. Januar, von Ybbs bis Fischamend am 14. Januar, in Regelsbrunn und Hainburg am 15. Januar. Am 20. Januar betrug die Eismenge an mehreren Stationen wieder 5 Zehntel der Strombreite; von Ungarn her baute sich neuerdings ein Stoß in das Wiener Becken vor, welcher am 8. Februar bis oberhalb Zwentendorf im Tullner Becken vorgerückt ward. Ein Theil des früheren Stoßes stand, wie gesagt, noch oberhalb Straubing, so dass von oben kein neues Treibeis abwärts gelangen konnte. Dieses schoppte sich vielmehr am oberen Ende an und der verlängerte Stoß stand daher am 5. Februar bereits vor Ingolstadt. Am Inn wurde keine neue Eisbrücke erzeugt, sondern nur an das stehen gebliebene Eis angebaut; dagegen stellte sich auf der Isar bei Plattling am 20. Januar ein kurzer Stoß.

Am 12. Februar hörte der Eistrieb auf und das folgende Thauwetter zerstörte die Stoßbildungen nach und nach. Bei Ingolstadt zogen die Eismassen bereits am 13. Februar ab, geriethen aber zu wiederholtenmalen in Stockung. Die Innstöße, welche am selben Tage in Bewegung gekommen waren, giengen meist erst am 16. Februar ab; infolgedessen wurde am 18. Februar der Niederösterreichische Stoß bei Zwentendorf zusammengeschoben, am 23. Februar zog der Stoß bei Wien durch, am 27. Februar passierte er die Landesgrenze. Inzwischen waren auch die übrigen Stöße in Auflösung begriffen; der Isarstoß war schon am 19. Februar abgegangen, zuletzt folgten die um Deggendorf gestauten Eismassen, die erst am 29. Februar abzogen. Am 1. März hörte das Nachrinnen an sämmtlichen Stationen auf und ein Winter war zu Ende, der zu den strengsten des Jahrhunderts gezählt werden muss. Wie bei jeder Hochwassergefahr hatte der Permanenzdienst der Stromaufsichtsorgane in diesem denkwürdigen Winter das Seinige dazu beigetragen, Behörden und Uferbewohner zu Vorsichtsmaßregeln zu veranlassen. Dank derselben ist trotz mehrfacher Überflutung von Ortschaften kein Menschenleben verloren gegangen.

Periodicität in der Dauer der Eisbildungen.

E. Brückner[1]) hat unlängst das von Rykatschew[2]) publicierte Material über die Eisverhältnisse der Russischen Flüsse zum Nachweise von säcularen Klimaschwankungen verwerthet. Die mehr minder strengen Winter Russlands und vollends Sibiriens rufen jedes Jahr lang anhaltende Eisstöße hervor, deren Dauer aber von Winter zu Winter ziemlichen Veränderungen unterliegt. Diese Veränderlichkeit in der Dauer und im Aufgange der Gewässer folgt, wie aus den Untersuchungen Wild's[3]) und Brückner's[1]) hervorgeht, den säcularen Schwankungen der Jahresmittel der Temperatur. Es ist somit gestattet, die Schwankungen der Eisverhältnisse zum Nachweise einer Periode zu kalter, beziehungsweise zu warmer Winter und Jahre zu benutzen. In unserem Falle scheint es umsomehr geboten, die Beobachtungsresultate einer wenn auch kürzeren Reihe diesbezüglich zu prüfen, da Brückner selbst von seinem Materiale hervorhebt, dass es die Schwankungen seit 1850 nur in verwischtem und verschwommenem Zustande erkennen lasse.

Unser Stoff verlangt eine andere Behandlung als der Brückner's, und zwar lässt er sich nach zwei Richtungen hin verwerthen: Das Hauptgewicht muss auf die wirkliche Dauer des Treibeises gelegt werden; für diese liegen exacte Mittelbildungen vor, und überdies ist die Dauer der Eisstöße mit darin enthalten. Die Eisstöße kommen erst in zweiter Linie in Betracht. Es kann nicht die Dauer derselben, der Auf- oder Zugang und die eisfreie Zeit benützt werden, denn die Stoßbildung ist in unserem Gebiete ja Ausnahme und außerdem nicht ausschließlich von klimatischen, sondern, wie früher nachgewiesen wurde, auch theilweise von mechanischen Bedingungen abhängig. Hingegen bietet ihr mehr oder minder häufiges Auftreten in einer Periode, sowie ihre räumliche Ausdehnung einen besseren Anhaltspunkt. In die tabellarische Übersicht ist demnach die wirkliche Dauer der Eisbildungen, sowie die Zahl der Eisstöße und deren räumliche Erstreckung aufgenommen.

Zu den Tabellen ist folgendes zu bemerken: die erste Tabelle gibt für eine Anzahl bayerischer Stationen, an denen seit mehr als vierzig Jahren regelmäßige Beobachtungen angestellt werden, die Lustrenmittel der Eisdauer und die Abweichungen derselben vom allgemeinen Mittel, letztere ausgedrückt durch $\pm$, je nachdem die Abweichung positiv oder negativ ist. Im Anschlusse hieran theile ich, soweit ich das Material vorgefunden habe, die einschlägigen Beobachtungen in der Tabelle V am Schlusse der Arbeit mit.

Die zweite Tabelle enthält die fünf Jahresmittel der Treibeisdauer von einer Anzahl österreichischer und bayerischer Stationen für die Periode 1850/90 und die Abweichungen vom vierzigjährigen Mittel, letztere ebenso ausgedrückt wie in der vorhergehenden Tabelle.

Um etwaige Ungenauigkeiten möglichst zu eliminieren, wurde in der dritten Tabelle für jeden Winter die Gesammtzahl der beobachteten

[1]) Ed. Brückner, „Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit.“ Geographische Abhandlungen Bd. IV, Heft 2. Wien 1890.

[2]) Rykatschew, „Über den Auf- und Zugang der Gewässer des Russischen Reiches“. St. Petersburg 1887.

[3]) Wild, „Temperaturverhältnisse des Russischen Reiches“. St. Petersburg 1881.

Eistage aus allen Donaustationen zusammengenommen ermittelt, daraus für jeden Winter die mittlere Treibeisdauer an der ganzen hier in Betracht kommenden Donaustrecke eruiert und die aus letzteren Zahlen gebildeten Lustrenmittel, sowie deren Abweichungen vom allgemeinen Mittel hinzugefügt.

Endlich sind in der vierten Tabelle für das Kehlheimer, Straubing-Passauer und das Niederösterreichische Stoßgebiet in jedem Winter die Anzahl der Stöße und Stationen, an denen dieselben verzeichnet sind, angeführt; die beigegebenen Lustrenmittel und deren Abweichungen beziehen sich auf die Zahl der Stationen mit Eisstößen, welche als Maßstab für die Länge der einzelnen Stoßbildungen zu betrachten ist. (Der Donauwörther und Greiner Stoß mussten in dieser Zusammenstellung wegbleiben, weil seit Anfang der Siebziger-Jahre in beiden Gebieten Veränderungen stattgefunden haben, infolgederen seit dieser Zeit keine Standeisbildungen mehr angegeben sind.)

Dauer der Eisbildung nebst Abweichung an der Donau, Inn und Salzach.

	Donau						Inn				Salzach	
Station	Günzburg		Ingolstadt		Deggendorf		Rosenheim		Neu-Ötting		Laufen	
Allg. Mittel	16		21		42		31		28		17	
1821—25	15	-										
26—30	17	+							29	+		
31—35	24	+	17	—			10	—	18	—	12	
36—40	25	+	32	+			40	+	34	+	26	-
41—45	21	+	32	+	61	+	35	+	28	0	14	—
46—50	20	—	32	+	38	—	41	+	32	+	16	—
51—55	8	-	18	—	40	—	26	—	22	—	13	—
56—60	18	+	17	—	51	+	48	+	41	+	25	+
61—65	18	+	25	+	50	+	35	+	25		18	+
66—70	10		15	—	26	—	25	—	18	-	12	-
71—75	15	-	20	—	43	+	30	—	38	+	26	+
76—80	14	—	20	—	39	—	33	+	31	+	20	+
81—85	7	—	9	—	23	—	15	—	15	—	10	—
86—90	15	-	18	—	49	+	29	—	28	0	16	—

Dauer der Eisbildung nebst Abweichung an der Donau, Inn, Salzach und Isar in der Periode 1850—90.

	Donau						Inn			Salzach	Isar
	Ulm	Ingolstadt	Deggendorf	Linz	Wien	Hainburg	Rosenheim	Neu-Ötting	Simbach	Laufen	Plattling
1851—55	6 -	18 0	40 0	29 —	30 —	29 —	26 —	22	21 —	13 —	16 —
56—60	17 -	17 —	51 +	39 +	42 +	41 +	48 +	41 +	35 +	25 +	28 +
61—65	15 +	25 -	50 +	33 +	38 +	41 +	38 +	25 —	25 +	18 0	26 +
66—70	9 —	15 —	26 —	19 —	19 —	17 —	25 —	18	18 —	12 —	11 —
71—75	16 -	20 +	48 +	37 +	41 -	43 +	30 -	38 +	31 +	26 +	16 —
76—80	14 -	20 +	39 -	30 0	32 +	39 +	33 +	31 +	27 +	20 +	22 +
81—85	6 —	9 —	28 —	19 —	15 —	18 —	15 —	15 —	13 -	12 —	6 —
86—90	16 +	16 0	49 +	37 +	31 0	32 0	29 —	28 +	24 0	16 —	13 —
1850—90	12	18	40	30	31	32	31	27	24	18	17

Dauer der Eisbildung an den 32 Donau-Stationen.

(Allgemeines Mittel 26 Tage.)

Jahr	Eistage an allen Stat.	im Mittel	Lustren-mittel	Jahr	Eistage an allen Stat.	im Mittel	Lustren-mittel
1851	309	9		1871	1527	48	
52	488	15		72	1803	57	
53	212	7		73	42	1	
54	1717	54		74	613	19	
55	1351	42	25 —	75	984	31	31 +
56	1463	46		76	1073	33	
57	861	27		77	101	3	
58	2125	67		78	261	8	
59	592	19		79	710	22	
[illegible]	628	20	96 +	80	2207	69	27 +
61	1177	[illegible]		81	677	21	
62	879	28		82	353	11	
[illegible]	96	3		83	173	5	
64	1584	49		84	165	5	
65	1380	[illegible]	92 +	85	879	27	14 —
66	314	10		86	677	21	
67	335	10		87	1020	32	
68	504	16		88	1182	36	
69	480	15		89	856	27	
70	1063	33	17 —	90	671	21	27 +

Zahl der Stöße und Stationen mit Stoßbildungen nebst Abweichungen vom Mittel 1850—90.

Jahr	Zahl d. Stöße pro Jahr	Zahl d. Stöße pro Lustr.	Zahl d. Stat. m. Stößen	Lustrum-mittel	Jahr	Zahl d. Stöße pro Jahr	Zahl d. Stöße pro Lustr.	Zahl d. Stat. m. Stöß.	Lustrum-mittel
1851	0		0		1871	3		11	
52	1		1		72	3		21	
53	0		0		73	0		0	
54	3		17		74	3		8	
55	3	7 —	10	6 —	75	2	11 +	3	8 +
56	3		19		76	1		3	
57	2		4		77	0		0	
58	3		19		78	0		0	
59	2		8		79	0		0	
60	2	12 +	[illegible]	11 +	80	3	4 —	26	6 —
61	3		15		81	3		12	
62	1		[illegible]		82	1		1	
63	0		0		83	0		0	
64	[illegible]		17		84	0		0	
65	3	10 +	14	10 +	85	2	6 —	13	9 +
66	0		0		86	0		0	
67	0		0		[illegible]	3		7	
68	2		4		88	3		17	
69	3		10		89	2		[illegible]	
70	3	8 0	13	5 —	90	0	8 0	0	6 —
Allg. Mittel		8		7			8		7

Um die Ergebnisse der vorangehenden Zahlenreihen besser übersehen zu konnen, seien hier noch die Abweichungen sammtlicher Lustrenmittel von den allgemeinen Mitteln aus den vier Tabellen nebeneinandergestellt:

Tabelle:	I.						II.											III.	IV.	
1821—25																				
26—30	+				+															
31—35	+	−		−																
36—40	+	+		+	+	+														
41—45	+	+	+	+	0															
46—50	+	+		+	+	−														
51—55	−	−	−	−		−	−	0	0	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
56—60	+	−	+	+	+	+	+	−	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
61—65	+	+	+	+	−	+	+	+	+	+	+	+	+	−	+	0	+	+	+	+
66—70	−	−	−		−	−	−		−		−	−		−	−	−	−	−	0	−
71—75	−	−	+		+	+	+	+	+	+	+	+	−	+	+		−	+	+	+
76—80	−	−	−	+	+	+	+	+	−	0	+	+	+	+	+	+	+	+	−	−
81—85	−	−	−	−	−	−	−	−	−		−	−	−	−	−	−	−	−	−	−
86—90	−	−	+	−	0	−	+	0	+	+	0	0	−	+	0	−	−	+	0	

In dieser Zusammenstellung bedenten die positiven Zeichen eine vermehrte, die negativen eine verminderte Eisbildung oder, was dasselbe ist, erstere eine Reihe von zu kalten, letztere eine Reihe von zu warmen Wintern. Wir sehen, die positiven Vorzeichen überwiegen in der Periode von 1836—1850, von 1856—1865, von 1870—1880, die negativen von 1851—1855, von 1866—1870 und von 1881—1885; das letzte Lustrum 1885—1890 kann als unentschieden und dem allgemeinen Mittel ziemlich nahekommend bezeichnet werden.

Es fragt sich, in wieweit diese Resultate mit den von **Brückner** gefundenen übereinstimmen. Eine Gegenüberstellung beider ergibt folgendes:

Brückner's[1]) Resultate:	Unser Resultat:	
1836—1850 zu kalt,	zu kalt	1851—1855 zu warm,
1851—1870 zu warm,	unentschieden	1856—1865 zu kalt,
1871—1885 zu kalt,	zu kalt	1866—1870 zu warm.

Die Winter von 1836—1850 haben eine entschieden vermehrte Eisbildung, sind also zu kalt; in der Periode von 1851—1870 halten die kalten und warmen Winter einander die Wage und sind als unentschieden zu bezeichnen; die Periode 1871—1885 zählt zwei kalte und ein warmes Lustrum, ist also der Hauptsache nach kalt.

Die Übereinstimmung ist zwar nicht mit völliger Schärfe vorhanden; jedenfalls widersprechen aber unsere Ergebnisse nicht den **Brückner**'schen.

Die Wasserstandsverhältnisse der Donau während der Eisbildungen.

Die graphischen Darstellungen der Österreichischen Stromaufseher zeigen fast ausnahmslos eine große Sorgfalt in der Ausführung der Wasserstandsbeobachtungen und enthalten die täglich früh um 8 Uhr abgelesenen Pegelstände in graphischer und gewohnlich noch in ziffer-

[1] **Brückner**, Klimaschwankungen a. a. O. pag. 236

[...]iger Darstellung. Sie beginnen leider vielfach erst mit dem Eintritte der Treibeisperioden und enden am Schlusse derselben, während sie an manchen österreichischen und sämmtlichen bayerischen Stationen durch den ganzen Winter eingetragen werden. Meine kurze Anwesenheit in Bayern hat es mir nicht ermöglicht, das überwältigende Material, welches sich durch sorgfältige Angabe der Wasserstände auszeichnet, zu excerpieren, und so beschränkt sich dieser Theil der Arbeit bloß auf die österreichische Stromstrecke.

Der Wasserstand der Donau ist im Januar am niedrigsten, December und Februar weisen gleichfalls nur geringe Wasserstände auf, während sich das Maximum im Juni einstellt. Diese Thatsache hat schon Heinrich Berghaus in seinem physikalischen Hand-Atlas sichergestellt. Die Ursache dafür liegt in dem Umstande, dass die Donau den größten Theil ihrer Wassermassen aus den Alpen bezieht. In der kalten Jahreszeit hält das Hochgebirge die Niederschläge in fester Form zurück, und die Bäche und Flüsse liefern dann nur sehr geringe Wassermengen. Während des Sommers schmelzen die aufgespeicherten Schneemassen und das Schmelz- und Thauwasser der Schneefelder und Gletscher schwellt die Flüsse an und erzeugt auf der Donau den sommerlichen Hochwasserstand. Bei der Donau fallen also Temperatur- und Wasserstandscurve in der Regel gleichsinnig aus; so besonders auch im Winter, wie man sich durch einen Vergleich der von Eisstößen nicht beeinflussten Wasserstände der Stationen Aschach, Linz, Grein mit der Temperaturcurve auf Tafel I überzeugen kann. Wir haben früher gefunden, dass zur Treibeisbildung eine gewisse Frostdauer (bei Wien sechs Tage) und ein gewisser Frostgrad (bei Wien —4°) nothwendig sei; es liegt die Vermuthung nahe, dass auch der Wasserstand, damit übereinstimmend, sich auf ein gewisses niederes Niveau stellen wird. Vor Beginn des Eistriebes geht die Wassermenge bedeutend zurück; die Curve zeigt eine stark sinkende Tendenz, wie z. B. beim zweiten Auftreten des Eistriebes im Winter 1879/80 (Siehe Tafel I). So betrug der Pegelunterschied in der von uns als Frostdauer bezeichneten Zeit zwischen dem Tage mit der ersten negativen Mitteltemperatur und dem Eintritte des Treibeises nach neunjährigem Durchschnitt in Linz 0,63 *m*, in Hainburg 0,64 *m*, was einer täglichen Wasserstandsabnahme von mehr als 1 *dm* entspricht. Für den ersten Treibeistag selbst ergaben die zehnjährigen Beobachtungen 1879/80 bis 1888/89 folgende mittlere Wasserstände:

Aschach	1.05,	Spitz	0.03,	Nussdorf	—1.03,
Linz	0.40,	Stein	0.08,	Prater	—0.91,
Grein	1.54,	Zwentendorf	—0.60,	Fischamend	1.08,
Ybbs	0.05,	Tulln	—0.19,	Regelsbrunn	—0.18,
Melk	—0.20,	Greifenstein	0.29,	Hainburg	0.49.

Da sich die Eisbildung in einer Jahreszeit vollzieht, in welcher die Donau gewöhnlich Niederwasser aufweist, so ist auch der Wasserstand bei Eintritt des Eistriebes von einem Jahr zum andern nicht sehr verschieden und ein niederer. Der Unterschied zwischen Maximal- und Minimalwasserstand zur Zeit des ersten Treibeises betrug nach dem zehnjährigen Durchschnitte 1879/80—1888/89 an den meisten Stationen nicht ganz 2 *m*; nur bei Grein sind es $5^1/_2$ *m*, indem hier Winter 1882—83 bei einem Pegelstande von 5.7 *m* und Winter 1884—85 bei einem solchen von 0.22 *m* die erste Eisbildung verzeichnet ist. Dieses abnorme Verhältnis rührt davon her, weil hier nach mehreren, den Be-

obachtungen beigegebenen Zeichnungen des Greiner Stromaufsichtsamtes das Flussquerprofil stark eingeengt ist, deshalb schwellen hier größere Wassermengen höher an als an anderen Strompartien.

Vom ersten Erscheinen des Treibeises an nimmt die Eismenge in der Regel zu, während der Wasserstand constant sinkt; besonders ist dies in den ersten Tagen der Eisperiode der Fall. Auf beigegebener Tafel I lassen das alle Stationen erkennen. Für eine längere Treibeisperiode bildet sich die Wasserstandscurve zu einer ruhigen, sanft geneigten Linie heraus. Zum Beispiel in Aschach war der Pegelstand im Winter 1886—87 während einer 50tägigen Treibeisperiode von 0.75 *m* auf 0.15 *m* gefallen; ähnliche Verhältnisse haben sich in den Wintern 1881—82, 1885—86 und 1886—87 an fast sämmtlichen Stationen wiederholt.

Eine wesentliche Veränderung erfahren die Wasserstandsverhältnisse, wenn der Eistrieb in Eisstand übergeht. Am Pegel schnellt das Wasser förmlich in die Höhe; so hob sich der Pegelstand im Prater am 4. Januar 1888 bei Eintritt des Stoßes von —1.95 *m* auf 0.60 *m*, in Fischamend am 2. Januar von —0.20 *m* auf 2.02 *m*. Gewöhnlich lässt sich aber schon einige Tage vor der Stoßbildung eine sanfte Anschwellung der Wasserstandscurve wahrnehmen; zum Beispiel in Hainburg Winter 1879—80. (Siehe Tafel I.)

Am 7. December 1879 betrug der Wasserstand in Hainburg 0.10 *m*
» 8. » 1879 » » » » » 0.12
» 9. » 1879 » » » » » 0.50
» 10. » 1879 » » » » » 2.40 (Eintr. d. Stoßes)

Wir sehen am Eintrittstage des Stoßes die größte Steigerung des Wasserstandes; der Stoß staut die Wassermassen, so dass sie an seinem oberen Ende anschwellen; er engt das Abflussprofil ein, wie eine von Fanner [1]) vorgenommene Messung eines Querprofils über das Standeis beweist: auf die Eisfläche im Profile oberhalb der Reichsbrücke bei Wien fielen 1105 m^2, für das Wasser blieben 330 m^2. Das Wasser hat nicht genügenden Raum zum Abfließen und so sammelt sich der Überschuss als Stauwoge vor dem Stoße und bedingt beträchtliche Wasserstandserhöhungen. So beträgt die Aufstauung durch den Stoß im Mittel

an der Station Greifenstein . 2.6 *m*
» » » Nussdorf . . . 2.9
» » » Prater (Wien) 3.1
» » » Fischamend . 2.2
» » » Regelsbrunn . 1.6
» » » Hainburg . . 2.4

Unterhalb des Stoßes herrscht ein niederer Wasserstand, wie zum Beispiel in Regelsbrunn und Hainburg Winter 1868—69; der in den oberen Partien befindliche Stoß dieses Winters hielt den Zufluss zum Theil zurück, infolgedessen stellten sich in den genannten zwei Stationen sehr niedere Wasserstände ein. Auf der Strecke, längs welcher der Stoß steht, ist gewöhnlich hoher Wasserstand, denn die Stauwoge füllt durch ihren Druck den engen schlauchartigen Canal unter dem Eise gewöhnlich während der ganzen Stoßperiode und es ergeben sich am Pegel nur geringe Schwankungen. (Siehe Tafel I der Stationen abwärts Tulln.) Jedoch können plötzliche Vergrößerungen oder Verengungen der unter

[1]) G. Fanner, »Der Eisstoß der Donau« a. a. O.

dem Eise befindlichen Canale oder das Aufgehen des Standeises an einer unteren Stelle auch Veränderungen im Wasserstande hervorrufen, wie z. B. in Höflein (jetzt Pegelstation Greifenstein) am 20. Januar 1872 der Wasserstand während des Stoßes plötzlich von 0·00 auf 1.00 stieg. In diesen und ähnlichen Fällen haben wir es mit localen Veränderungen zu thun, wofür der Umstand spricht, dass sich dieselben nur an der einen oder anderen Station bemerkbar machen, während die übrigen davon unberührt bleiben.

Schwieriger gestaltet sich die Frage, wie man das Volumen des im Stoßgebiete aufgestauten Wassers bestimmen könne. Die Pegelangaben an einer Station mit Eisstoß können zur Bestimmung dieses Verhältnisses nicht verwendet werden, außer es wären genügende Querprofile mit entsprechenden Geschwindigkeitsmessungen vorhanden. Ich glaube kaum, dass auch nur für eine einzige Station, an welcher Eisstöße auftreten, diese mühsamen Arbeiten regelmäßig vorgenommen worden sind oder vorgenommen werden. Es sind daher auch die mittleren Abflussmengen während der Wintermonate an manchen Flüssen und für gewisse Stationen äußerst unzuverlässig und nur mit großer Vorsicht anzuwenden.

Gegen das Ende der Eisstandsperiode hebt sich die Temperaturcurve und mit dieser die Wasserstandscurve, bis sich die Eismassen in Bewegung setzen. Der Beginn der Bewegung ist charakterisirt durch ein momentanes Aufschnellen der Curve, wie es beispielsweise im Winter 1879—80 an fast allen Stationen zum Ausdruck kommt (siehe Tafel I); die Stauwelle zieht abwärts, schiebt die Eismassen vor sich und thürmt an dem Staupunkte, d. i. dem Orte des größten Widerstandes, den Wasserstand hoch auf; sie kommt in den Aufzeichnungen der Wasserbauämter begreiflicherweise nicht immer zur Darstellung, weil der abnorm hohe Wasserstand bei regelmäßigem Abzuge nur sehr kurze Zeit anhält. Mit der Entfernung des Stoßes sinken die hohen Pegelstände, aber es bleibt gewöhnlich noch durch zwei bis drei Tage Hochwasser mit rasch fallender Tendenz zurück, welches an den einzelnen Pegeln folgende mittlere Höhe erreicht:

in Greifenstein . 1.4 *m*
» Nussdorf . . . 2.2
im Prater 1.9
in Fischamend . 3.8
» Regelsbrunn . 3.3
» Hainburg . . 3.9

Da bei Wien bei einem Pegelstande von 1.9 *m* in der Secunde 3000 m^3 Wasser abfließen,[1] so kommen in den zwei Hochwassertagen nach dem Eisstoße über 500.000.000 m^3 Wasser zum Abfluss, das sich zum Theil auf die Stauwelle, theils auf die Thauwelle oder auch auf den Eisgang der oberen Strompartien und Nebenflüsse zurückführen lässt.

Die Eisgänge der größeren Nebenflüsse äußern sich aber auch selbständig in dem Wasserstande der Donau; es zeigen sich während der Hochwasserperiode Schwankungen in demselben, die regelmäßig an mehreren Stationen wiederkehren und je nach ihrer Intensität verschieden weite Stromstrecken fühlbar sind; ist dazu noch Eistrieb angegeben, ohne dass niedere Temperatur herrscht, so müssen wir

[1] Danubius 1887, pag. 363, »Geschwindigkeit und Wasserquantität etc.« a. a. O.

schließen, dass ein Stoß der oberen Donau oder eines Nebenflusses passiert; manchmal wird auch die Provenienz des durchziehenden Standeises verzeichnet: so ist z. B. am 12. Januar 1888 in der Station Ybbs der Innstoß genannt, welcher bis Wien überall den Wasserstand um 20—50 *cm* erhöhte.

Wenn sich die Stöße wegen unentschieden warmer Temperatur nach und nach auflösen, so ist ihr Einfluss auf den Wasserstand unmerkbar; daher brachte der zwar lang anhaltende Eisstoß von Winter 1871—72 keine Wirkung auf den Gang der Wasserstandscurve hervor. Reichen die Aufzeichnungen noch über den Termin des Abzuges der Eismassen hinaus, dann kann man wahrnehmen (Aschach, Grein 1887—88), wie die Pegelstände zunächst zurückgehen, bis sich plötzlich ein neuer Sockel in der Curve aufbaut, welcher den Einfluss der Schneeschmelze darstellt und den sommerlichen Hochwasserstand der Donau einleitet.

Bei der Untersuchung der Wasserstandsverhältnisse möge auch kurz der Geschwindigkeit gedacht sein, welche in den Aufzeichnungen der österreichischen Stromaufsichtsämter zur Darstellung kommt. Die Art und Weise der Bestimmung der Geschwindigkeit durch die Beobachter wurde bei der Schilderung des Beobachtungsmaterials Seite 13 gegeben. Es ist klar, dass wir es mit keinen exacten Geschwindigkeitsangaben zu thun haben; es liegen uns vielmehr nur die Oberflächengeschwindigkeiten der dem Ufer nahen Stromstrecken vor und auch diese nach Art der Messung nur in abgerundetem Zustande. Es lassen sich daher keine weitergehenden Schlüsse auf die folgenden Zahlen aufbauen.

Die Geschwindigkeit richtet sich nach dem Wasserstande. Bei Niederwasser ist sie bedeutend geringer als bei Hochwasser; so betrug sie am 23. December 1870 in Wien bei einem Wasserstande von 1.45 *m* 2.3 *m* per Secunde; dagegen am 27. December bei einem Pegelstande von —1.28 nur 1 *m*. Durchschnittlich beträgt sie bei Eintritt des Treibeises an der

Station	Grein . . .	1.7 *m*	per Sec.	(Pegelstand		1.54)
»	Tulln . . .	2	»	»	»	—0.19)
»	Wien . . .	1.7	»	»	»	—0.91)
»	Hainburg .	1.7	»	»	»	0.49)

Während der Treibeisperiode verringert sie sich und da auch der Wasserstand stark reduciert wird, so kommt ein verhältnismäßig geringes Wasserquantum zum Abfluss. Dagegen ist die beobachtete Geschwindigkeit beim Eisgange, wie das obige und andere Beispiele zeigen, ungefähr eine doppelt so große wie die während des Eistriebes. Dazu kommt noch die bedeutend größere Querprofilfläche; infolge dieser Umstände stellen sich bei Hochwasser sehr beträchtliche Abflussmengen ein. Die Stoßkraft der Hochfluten wird dann in einem solchen Grade vermehrt, dass der Fluss seine größte Arbeit leistet und besonders das Flussbett umgestaltet; so zeigen bei Haidinger [1]) und Fritsch [2]) einige Querprofile, welche vor und nach den winterlichen Ereignissen hergestellt wurden, eine starke Veränderung der Flusssohle nach den winterlichen Hochwässern. Die durch Hochwasser potenzierte Arbeitskraft des Flusses bedroht häufig auch den Menschen: sie reißt seine Culturen nieder und gefährdet sein Leben. Durch den denkwürdigen Eisgang von 1830

---

[1]) W. Haidinger, »Bericht über die Eisdecke etc.« a. a. O.

[2]) C. Fritsch, »Die Eisverhältnisse der Donau etc.« Denkschriften d. k. Ak. a. a. O.

wurde ein ganzer Ort, Kimmerleinsdorf,[1] von den abziehenden Eisschollen und Hochfluten hinweggefegt und die Calamitäten Wiens, welche sich vor der Donauregulierung bei Eisstößen so oft wiederholten, stehen noch in frischer Erinnerung.

Schluss.

Wir sind am Ende unserer Betrachtungen angelangt. Fassen wir nun kurz diejenigen Punkte zusammen, die wir als Ergebnisse dieser Untersuchung ansehen können.

Wir gingen aus von einem Beobachtungsmaterial, das zunächst für praktische Zwecke geschaffen, in Österreich wie in Bayern von staatswegen und auf Staatskosten hergestellt ist. Es sind Originalbeobachtungen, die wir verwerthen konnten, zum geringsten Theil veröffentlicht und verarbeitet. Sie gaben uns die Basis für die Tabellen, auf welche das Hauptgewicht gelegt wurde. Es zeigten sich aus den Tabellen bald Flussabschnitte, an denen sich die Eisverhältnisse correspondierend verhielten; wir mussten die morphologische Bedeutung gewisser Flussstrecken des Hauptstromes und der Nebenflüsse kurz hervorheben, wir mussten ebenso allgemein die winterlichen Temperaturverhältnisse des Donaugebiets und die Entwicklung des Flusseises streifen und konnten erst nach dieser nothwendigen Einleitung zum mittleren Zustande der Eisverhältnisse an der Donau und zur Erklärung desselben übergehen. Wir haben die Treibeisbildungen getrennt betrachtet von den Eisstoßbildungen. Als mittlerer Termin der ersten Eisbildung längs des Donaulaufes von der Iller bis zur Marchmündung erscheint der 22. December, als mittlerer Termin des letzten Treibeises der 10. Februar. Innerhalb dieser zwei Daten spielt sich im Durchschnitt der Process der Flusseisbildungen auf unserer Donaustrecke ab; jedoch fallen von dem 50tägigen Zeitraume nur 26 Tage auf die wirkliche Eisdauer. Da gewöhnlich mit Eintritt des Treibeises die Schiffahrt eingestellt wird und erst nach Beendigung der Treibeisperioden wieder begonnen wird, so ist der Weg für den Wassertransport von Ulm bis unterhalb Wien im Mittel jährlich durch 50 Tage gesperrt; das ist allerdings bedeutend weniger als z. B. an der Wolga, die durch 4 Monate Eisbedeckung aufweist. In dieser Hinsicht ist die Donau auch besser gestellt als die Elbe, welche z. B. bei Magdeburg[2] eine wirkliche Eisdauer von 48 Tagen, also beinahe den doppelten Betrag wie die Donau, aufweist. Günstiger sind die Verhältnisse am Rhein: bei Köln sind jährlich 21 Eistage[3] und noch weniger in der Oberrheinischen Tiefebene. Wir sehen die Bedeutung der Eisverhältnisse eines Flusses für die Volkswirthschaft: je länger Eisbedeckung er hat, desto länger ist die billige Wasserfracht unterbunden. Die Donau auf bayerischem und österreichischem Gebiete gehört in dieser Hinsicht nicht zu den am günstigst gestellten Flüssen.

Die Eisverhältnisse gestalten sich aber auf dieser Strecke nicht ganz gleichmäßig: einige Partien des über 700*km* langen Stromlaufes

---

[1] Topographie von Niederösterreich, herausgeg. vom Verein für Landeskunde von Niederösterreich, pag. 33.

[2] Joh. Maenss, »Die Elbe bei Magdeburg«, Mittheilungen d. Ver. f. Erdkunde in Halle. 1885.

[3] Der Rheinstrom und seine wichtigsten Nebenflüsse von den Quellen bis zum Austritt des Stromes aus dem Deutschen Reiche, herausgeg. vom Central-Bureau für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogthume Baden. Berlin 1889, S. 216.

zeichnen sich durch eine intensive Eisbildung aus, während andere hierin nachstehen. Wir sahen in den größeren Becken und besonders am unteren Ende derselben eine vermehrte Eisbildung. Der Eintrittstermin des Treibeises war hier verfrüht, der Endtermin verspätet und die wirkliche Dauer am längsten. Das wiederholte sich in der Ulmer Thalebene, im Donaugau und im Wiener Becken. Es konnte ferner nachgewiesen werden, dass der späte Beginn des Eistriebes an manchen Strecken bedingt sei durch das stärkere Gefälle derselben; nicht nur die obere Donau von Ulm bis Kehlheim sondern insbesonders die alpinen Zuflüsse wiesen mit ihrem stärkeren Gefällswinkel einen verspäteten Eintrittstermin auf; dass das Gefälle hievon Ursache sei, bewies uns der Umstand, dass bei größerem Gefälle eine längere Frostdauer und ein schärferer Frostgrad zur Eisbildung nothwendig war als bei minderem Gefälle. Für Wien konnten wir die Frostdauer, d. i. die Zeit mit negativen Tagestemperaturen, vor der Eisbildung auf 6 Tage, und den Frostgrad, d. i. die mittlere Tagestemperatur der Frostdauer, auf — 4° C aus 10jährigen Beobachtungen bestimmen.

Die Abhängigkeit der Eisbildung vom Gefälle zeigt sich ferner darin, dass an der Strecke des geringsten Gefälles (0·045‰) bei Deggendorf die früheste Eisbildung, nämlich am 14. December vorkommt. Allerdings weisen die schwächeren Wasseradern Naab und Regen bei einer gleichfalls sehr geringen Fallhöhe einen noch früheren Termin der Eisbedeckung auf, der auf die ersten Tage des December fällt, während auf denselben das letzte Eis erst Ende Februar schwindet. Auch die Dauer erreicht hier den größten Betrag, an der oberen Naab 67, am Regen 45 Tage. Entgegengesetzt verhalten sich die Alpenflüsse, welche auch untereinander hinsichtlich der Eisverhältnisse nicht übereinstimmen.

Die früheste Eisbildung unter denselben findet am Inn statt, an welchem der durchschnittliche Eintrittstermin der 17. December ist, das ist derselbe Termin, den wir für die benachbarte Donaustrecke Straubing-Passau fanden. Die Eisbildungen am Inn schwinden aber schon mit dem 8. Februar, auf der benachbarten Donau erst am 15. Februar, die wirkliche Eisdauer beträgt am Inn 28, auf der benachbarten Donau 35 Tage. Eine auffallende Abstufung in der Eisbildung vollzieht sich am Inn nach der Einmündung der Salzach. Dieser Zufluss, welcher in der unteren Strecke nur 18 Tage Eisdauer aufweist, bewirkt von seiner Mündung an, dass sich der Eintrittstermin des Eises in Simbach um 5 Tage verspätet, der letzte Termin um einen Tag verfrüht und die Dauer um 3 Tage geringer wird. Wir sehen daraus, dass die Zuführung von weniger weit abgekühlten Wassermengen die Intensität der Eisbildung beeinflusst. Ähnliches zeigt sich an der Donau bei der Mündung der Isar; für die donauabwärts gelegene Station Vilshofen konnten wir eine geringere Eisbildung gegenüber den Nachbarstationen constatieren.

Die Eisbedeckung auf Isar, Loisach und Amper ist im Vergleich zur Donau eine recht geringe. Seltene Eisbildungen in den oberen Partien, später Eintritt, frühes Aufhören und geringe Dauer (von Freising ab 15 Tage) sind hier charakteristisch. Auf der Isar nimmt die Eisbildung gegen die Mündung zu, bei Lech und Iller scheint eher der umgekehrte Fall einzutreten, gegenüber der Isar sind ferner auf Lech und Iller frühere Eintrittstermine und eine längere Eisdauer (19 Tage) wahrzunehmen, ja die Iller übertrifft diesbezüglich sogar die benachbarte Donau. — Ein beachtenswerthes Ergebnis bot uns weiter das Auftreten der

Eisstöße. Es zeigte sich, dass die Stöße an unserer Donaustrecke nur local an verwilderten Strecken auftreten, und dass vielfach nur mechanische Ursachen bei ihrer Entstehung mitwirken. Wir konnten folgende locale Stoßgebiete unterscheiden: Den Donauwörther, den Kehlheimer, den Straubing-Passauer, den Greiner, den Niederösterreichischen und außerhalb unseres Gebietes den Niederungarischen und Walachischen Stoß. Im Donauwörther und Greiner Stoßgebiete treten seit einer Reihe von Jahren selbstständige Stoßbildungen nicht mehr auf; es ist in hohem Grade wahrscheinlich, dass vorgenommene Regulierungen denselben Einhalt gethan haben. Wir können daraus die große Bedeutung der Regulierungen ermessen. Ein den hydrologischen Gesetzen entsprechend reguliertes Flussbett verhält sich in Bezug auf Stoßbildungen ebenso wie ein Flussbett im engen Durchbruchsthale. Dieses kann als von der Natur regulierte Stromstrecke angesehen werden. In den Durchbruchsstrecken fanden wir nirgends selbständige längere Stoßbildungen: dasselbe müssen wir in unserem Gebiete von regulierten Stromstrecken erwarten, zumal wenn wir bedenken, dass die Stöße locale Ausnahmszustände sind, welche nicht so sehr durch das Klima, sondern mehr durch einen mechanischen Effect hervorgerufen werden. Der mechanische Effect kann aber durch einen anderen künstlichen mechanischen Effect beiseitigt werden, das ist die Regulierung oder — was man auf anderen Flüssen und in manchen Häfen schon seit längerer Zeit erfolgreich angewendet hat — die künstliche Zerstörung des festen Eises. In dieser Hinsicht hat Alwil v. Pacher[1]) eine Reihe von Vorschlägen gemacht, wie die Donaustöße und zwar besonders im Niederösterreichischen Stoßgebiet eingeschränkt werden können. Mittel, wie Zurückhaltung der Eismassen in den Nebenflüssen, Störung und Verzögerung des Entstehens von Eisbarren mit Hilfe geeigneter Schiffe, können ohne Zweifel in manchen Fällen Erfolg aufweisen. Aber die wichtigste Maßregel gegen Stoßbildungen auf der Donau ist und bleibt die Regulierung. An regulären Strecken bewältigt der Strom seine Eismassen selbst, wie die Durchbruchsgebiete beweisen.

Für die untere Donau liegen die Verhältnisse allerdings etwas anders. Das geringe Gefälle im Verein mit dem strengeren Winterklima begünstigt hier die Stoßbildungen außerordentlich. Die Anzahl der Winter mit Stößen ist hier, wie wir sahen, größer als an der oberen Donau; der Eintrittstermin der Stöße ist aber der gleiche, nämlich der 8. Januar. Die Dauer der Stöße nimmt gegen den Unterlauf zu und erreicht in der Walachei den größten Betrag. Ihre Auflösung beginnt im Oberlaufe und schreitet allmählich flussabwärts jedoch in ungefährlicher Weise; denn der Zeitunterschied in der Auflösung der verschiedenen Stöße ist ein geringer und so sammeln sich die an verschiedenen Orten aufgespeicherten Wassermassen nicht an einem Punkte, sondern eine Flutwelle folgt hart nach der anderen.

Auf den Nebenflüssen sind die Stoßbildungen seltener als auf der Donau. Der Inn zeigt innerhalb Bayern 3 kurze Stoßgruppen, die Isar zwei. Naab und Regen sind regelmäßig zugefroren. Auf Lech und Iller kommt es selten zur Standeisbildung. Die Stöße der Nebenflüsse gelangen partienweise in die Donau, und zwar brechen zuerst die an den Mündungen auf, die oberen folgen später. So verringert sich die Gefahr auch von dieser Seite, und wenn wieder einmal ein strenger Winter

[1]) Alwil von Pacher, »Die Eisbildung in der Donau und Vorschläge zur Bekämpfung ihrer schädlichen Wirkungen etc.«, Wien 1888.

wie 1879/80 eintritt, so berechtigt uns die rhytmische Auflösung der Stöße an Haupt- und Nebenflüssen zu einem gewissen Grade von Zuversicht gegenüber allzuweit gehenden Befürchtungen.

Auch hinsichtlich der Klimaschwankungen boten uns die Eisverhältnisse der Donau und ihrer Nebenflüsse einige Anhaltspunkte. Es treten uns nicht constante Verhältnisse entgegen, sondern es vollziehen sich in gleichmäßiger Weise Veränderungen im ganzen Donaugebiete, die eine regelmäßige Wiederkehr vermuthen lassen. Wir konnten eine Periodicität in der wirklichen Eisdauer und dem Auftreten der Stöße nachweisen und fanden, dass die Winter 1836—50, 1856—65 und 1871—80 zu kalt, die dazwischenliegenden Winter zu warm seien. Wir können daher mit Brückner die Winter und infolgedessen wohl auch die Jahre 1836—50 und 1871—85 der Hauptsache nach als zu kalt annehmen. Der Zeitraum von 1851—70 ist nach den Eisverhältnissen des Donaugebietes unentschieden.

Bei den Wasserstandsverhältnissen an der Österreichischen Donaustrecke zeigte sich als Hauptregel, dass die Wasserstandscurve der Temperaturcurve folge, sich aber um einige Tage verspäte. Steigt die Temperatur, so hebt sich bald darauf der Wasserstand und sinkt die Temperatur, so mindert sich derselbe. In der Frostdauer vor der Treibeisperiode sinkt der Wasserstand täglich mehr als 1 *dm*; daher tritt das erste Treibeis gewöhnlich bei Niederwasser ein. Während des Eistriebes verringert sich die Wassermenge constant weiter. Erst bei Eintritt des Stoßes erfolgt eine locale Stauung, die im Niederösterreichischen Stoßgebiete an allen Stationen mehr als 2*m* beträgt. Auf der ganzen Strecke, an welcher der Stoß steht, herrscht hoher Wasserstand, der durch das enge Abflussprofil unter dem Eise bedingt ist. Momentan steigert sich derselbe noch beträchtlich, sobald der Stoß in Bewegung kommt. Das folgende Hochwasser geht, wenn nicht anhaltendes Thauwetter hinzutritt, rasch zurück. Aber sein Einfluss auf die Gestaltung des Flußbettes ist von Bedeutung; denn die große Stoßkraft desselben äußert sich in mannigfachen Veränderungen der Flussohle. Niederwasser arbeitet in Folge der geringen Wassergeschwindigkeit nur wenig an der Ausgestaltung des Bettes.

Tabelle I.

Erster Termin des Treibeises.

Donau

Winter	Neu-Ulm	Gunzburg	Dillingen	Donauwörth	Neuburg	Ingolstadt	Großmehring	Vohburg	Pföring	Neustadt	Kehlheim
1850–51	—	—	358	358	358	358	359	359	359	359	435
51–52	358	358	338	357	356	352	352	352	352	356	357
52–53	418	418	418	418	418	417	417	416	415	414	415
53–54	347	347	[illegible]	347	347	345	345	345	345	335	336
54–55	381	382	381	379	380	382	382	381	381	380	381
55–56	354	353	352	338	338	339	339	339	339	339	339
56–57	334	333	324	322	323	323	324	324	324	333	333
57–58	377	377	376	373	369	368	[illegible]	367	367	369	369
58–59	316	315	315	315	315	316	316	317	317	317	315
59–60	352	353	352	345	348	350	351	351	351	350	345
60–61	360	360	360	359	357	359	360	360	358	358	358
61–62	356	356	356	356	355	355	355	356	356	357	356
62–63	—	—	—	—	358	358	358	358	358	358	358
63–64	365	365	366	366	366	366	366	366	366	366	366
64–65	360	360	350	341	341	341	341	341	341	341	341
65–66	350	350	349	348	349	348	348	347	348	348	348
66–67	370	370	370	371	371	371	371	371	370	370	371
67–68	344	344	344	344	[illegible]	344	344	344	344	344	344
68–69	385	385	385	385	385	385	385	385	385	385	385
69–70	364	364	364	364	364	364	364	364	364	364	339
70–71	338	339	339	338	337	338	338	338	338	338	338
71–72	337	337	336	337	337	337	337	337	337	338	338
72–73	—	—	—		399	400	399	399	399	399	399
73–74	365	365	365	349	344	344	344	345	345	345	343
74–75	330	330	330	331	331	331	331	331	331	331	331
75–76	342	342	342	341	342	[illegible]	342	342	341	341	341
76–77	—			—	—	362	362	362	362	362	362
77–78	376	377	377	377	377	375	377	377	377	376	377
78–79	347	346	346	346	347	347	347	347	347	347	347
79–80	338	337	337	337	337	336	336	336	336	337	337
80–81	382	382	382	382	382	382	382	382	383	382	374
81–82	360	359	359	359	360	360	360	360	360	360	360
82–83	—	—	—	390	—	—	—	—		391	391
83–84	342	342	342	342	342	342	342	342	342	342	342
84–85	376	376	337	376	374	371	371	371	371	371	371
85–86	346	346	346	347	347	347	347	347	346	346	346
86–87	369	370	370	369	369	369	369	369	369	369	369
87–88	358	359	358	358	359	359	359	359	359	359	359
88–89	369	369	369	349	349	349	349	349	349	349	349
89–90	399	399	344	[illegible]	341	409	409	409	409	409	409
1850–60	359	359	358	355	355	355	355	355	355	355	355
60–70	362	362	360	359	359	359	359	359	359	359	357
70–80	347	347	347	344	350	351	351	351	351	351	351
80–90	367	367	356	362	358	365	365	365	365	368	367
1850–90	25. D	25. D.	22. D.	22. D.	22. D	24. D.	24. D.	24. D.	24. D.	25. D.	24. D.

NB. D. = December. — J. Januar. — F. = Februar.

Donau

Winter	Regens-burg	Strau-bing	Deggen-dorf	Vils-hofen	Passau	Ober-zell	Aschach	Linz	Grein	Ybbs	Melk
1850—51	359	359	358	359	359	359	359	359	359	359	359
51—52	357	356	355	356	356	356	356	356	356	365	365
52—53	415	414	414	414	414	415	415	415	416	419	419
53—54	339	339	335	338	338	339	339	340	341	345	345
54—55	318	[illegible]	318	[illegible]	381	381	380	380	380	380	380
55—56	339	339	338	338	338	338	338	338	337	337	337
56—57	333	321	325	334	333	333	333	333	333	[illegible]	333
57—58	370	370	[illegible]	369	369	369	369	369	369	369	369
58—59	315	314	315	315	315	315	315	315	317	352	352
59—60	345	345	345	348	[illegible]	349	350	350	350	350	350
60—61	357	356	356	357	357	357	357	357	357	357	357
61—62	356	341	341	341	340	340	341	357	357	357	357
62—63	357	357	339	340	[illegible]	340	340	340	340	340	338
63—64	366	366	366	366	366	[illegible]	366	367	367	367	367
64—65	342	343	339	342	342	342	340	343	343	343	342
65—66	348	347	348	348	349	349	349	350	350	350	350
66—67	371	371	371	371	371	370	370	371	371	371	371
67—68	344	344	343	343	344	344	344	344	344	344	344
68—69	385	385	327	327	329	384	384	[illegible]	384	384	384
69—70	339	339	339	339	339	339	340	365	365	366	366
70—71	334	338	[illegible]	339	339	[illegible]	339	339	337	340	340
71—72	338	337	337	335	337	337	337	337	337	338	338
72—73	399	399	399	399	399	399	399	399	—	—	—
73—74	343	343	343	344	344	344	344	344	344	344	344
74—75	330	330	329	329	331	331	331	331	331	333	333
75—76	341	341	339	340	340	341	341	341	341	341	341
76—77	362	362	317	362	362	362	362	363	363	363	363
77—78	376	357	358	358	358	358	357	357	357	357	357
78—79	346	346	345	342	346	346	346	346	346	346	346
79—80	337	334	333	333	[illegible]	333	333	333	333	334	335
80—81	374	374	374	372	372	372	372	376	376	376	377
81—82	360	359	360	360	359	359	361	361	363	363	363
82—83	391	374	372	374	374	374	372	374	374	375	375
83—84	342	341	341	342	342	342	341	342	342	342	342
84—85	371	332	331	332	332	332	370	370	371	371	372
85—86	346	346	346	346	347	347	347	347	347	347	348
86—87	369	357	369	369	369	369	369	369	370	370	371
87—88	359	358	358	358	358	358	358	359	360	360	360
88—89	349	349	349	349	349	349	349	349	349	350	350
89—90	[illegible]	341	337	341	341	341	341	341	341	342	341
1850—60	349	348	347	355	355	355	355	356	356	361	361
60—70	[illegible]	355	347	347	348	353	353	358	368	358	358
70—80	351	349	344	348	349	349	349	349	343	344	344
80—90	365	353	354	354	354	354	358	359	359	360	[illegible]
1850—90	22. D.	17. D.	14. D.	17. D.	18. D.	19. D.	20. D.	21. D.	21. D.	22. D.	22. D.

Donau

Winter	Spitz	Stein	Zwenten-dorf	Tulln	Greifen-stein	Nuss-dorf	Wien	Fischa-mend	Regels-brunn	Hain-burg
1850—51	359	359	359	359	359	359	359	359	359	359
51—52	364	364	364	363	363	364	364	364	364	362
52—53	419	420	418	418	418	418	418	418	418	418
53—54	[illegible]	345	345	345	345	345	345	[illegible]	347	345
54—55	380	320	321	321	380	380	380	[illegible]	380	380
55—56	337	338	[illegible]	338	338	338	[illegible]	338	338	337
56—57	333	333	333	334	334	334	334	333	332	332
57—58	369	370	370	370	369	370	370	370	370	370
58—59	[illegible]	318	352	352	353	353	353	353	353	352
59—60	351	350	351	351	348	349	349	[illegible]	348	348
60—61	357	357	356	355	358	358	358	357	358	357
61—62	357	357	358	358	358	358	358	358	358	358
62—63	339	339	339	339	338	338	338	339	339	339
63—64	367	367	367	367	367	367	367	367	367	367
64—65	343	343	343	344	344	344	344	344	344	344
65—66	350	349	349	[illegible]	349	349	350	350	350	350
66—67	371	370	371	371	372	372	372	371	371	371
67—68	344	[illegible]	344	344	344	344	344	344	343	343
68—69	384	384	384	384	384	384	384	384	384	384
69—70	366	366	366	366	366	366	366	366	366	366
70—71	340	341	341	341	341	341	341	341	341	341
71—72	338	338	338	338	338	337	337	338	338	337
72—73	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
73—74	344	344	344	344	344	344	344	344	344	344
74—75	333	333	358	358	357	357	357	356	333	333
75—76	341	341	341	341	340	339	339	339	340	341
76—77	[illegible]	363	363	363	363	363	[illegible]	361	361	361
77—78	356	356	356	356	356	356	356	356	356	357
78—79	346	346	346	346	347	347	347	348	348	[illegible]
79—80	382	334	334	[illegible]	335	335	335	335	335	335
80—81	377	376	377	377	376	376	376	376	376	376
81—82	363	363	[illegible]	364	[illegible]	365	365	363	363	363
82—83	374	374	374	373	373	372	372	373	373	372
83—84	342	342	342	342	342	342	342	342	[illegible]	342
84—85	372	372	372	372	372	372	373	373	373	373
85—86	347	347	347	347	347	348	348	348	348	348
86—87	371	371	371	370	371	371	371	371	371	371
87—88	360	[illegible]	360	360	360	360	[illegible]	360	[illegible]	360
88—89	350	350	319	319	319	319	319	319	319	[illegible]
89—90	342	342	341	342	342	342	342	242	342	342
1850—60	358	352	356	355	361	361	361	361	361	360
60—70	358	358	358	358	358	358	358	358	358	358
70—80	344	344	347	347	347	347	347	346	344	344
80—90	360	[illegible]	356	357	357	357	357	357	357	357
1850—90	21. D.	20. D.	21. D.	21. D.	22. D.	22. D.	22. D.	22. D.	22. D.	21. D.

Donau

Winter	Regensburg	Straubing	Deggendorf	Vilshofen	Passau	Obersell	Aschach	Linz	Grein	Ybbs	[illegible]
1850—51	359	359	358	359	359	359	359	359	359	[illegible]	359
51—52	357	356	355	356	356	356	356	356	356	365	365
52—53	415	414	414	414	414	415	415	415	416	419	419
53—54	339	339	335	338	338	339	339	340	341	345	345
54—55	318	318	318	380	381	381	380	380	380	[illegible]	380
55—56	339	339	338	338	338	338	338	338	337	337	337
56—57	333	321	325	334	333	333	333	333	333	333	333
57—58	370	370	[illegible]	[illegible]	369	369	369	[illegible]	369	[illegible]	369
58—59	315	314	315	315	315	315	315	315	317	352	[illegible]
59—60	345	345	345	348	[illegible]	349	350	350	350	[illegible]	350
60—61	357	356	356	357	357	357	357	357	357	357	357
61—62	356	341	341	341	340	340	341	357	357	357	357
62—63	357	357	[illegible]	340	339	340	[illegible]	340	340	340	[illegible]
63—64	366	[illegible]	366	366	366	366	[illegible]	367	367	367	367
64—65	342	343	339	342	342	342	340	343	343	[illegible]	342
65—66	348	347	348	348	349	349	349	350	350	350	350
66—67	371	371	371	371	371	370	370	371	371	371	371
67—68	344	344	343	[illegible]	344	344	344	344	344	344	344
68—69	385	385	327	327	329	384	384	384	384	384	384
69—70	389	339	339	[illegible]	339	339	340	365	365	366	366
70—71	334	338	338	339	339	339	339	[illegible]	337	340	340
71—72	338	337	337	335	337	337	337	337	337	338	338
72—73	399	399	399	399	399	399	399	399	—	—	—
73—74	343	343	343	344	344	344	344	344	344	344	[illegible]
74—75	330	330	329	329	331	331	331	331	331	333	[illegible]
75—76	341	341	339	340	340	341	341	341	341	341	341
76—77	362	362	317	362	362	362	362	363	363	[illegible]	363
77—78	376	357	358	358	358	358	357	957	857	357	857
78—79	346	346	345	342	346	346	346	346	346	346	346
79—80	337	334	333	338	333	333	333	333	333	334	335
80—81	374	374	374	372	372	372	372	376	376	376	377
81—82	360	359	360	360	359	359	361	361	363	363	[illegible]
82—83	391	374	372	374	371	374	372	374	374	375	375
83—84	342	341	341	342	342	342	341	342	342	342	342
84—85	371	332	331	332	332	332	370	370	371	371	372
85—86	346	346	346	346	347	347	347	347	347	347	348
86—87	369	357	369	369	369	369	369	369	370	370	371
87—88	359	358	358	358	358	358	358	359	360	360	[illegible]
88—89	349	349	349	349	349	349	349	349	349	350	350
89—90	389	341	337	341	341	341	341	341	341	342	341
1850—60	349	348	347	355	355	355	355	356	356	[illegible]	361
60—70	356	355	347	347	348	353	353	358	368	358	358
70—80	351	349	344	348	349	349	349	349	343	[illegible]	344
80—90	365	353	354	354	354	354	358	359	359	360	360
1850—90	22. D.	17. D.	14. D.	17. D.	18. D.	19. D	20. D.	21. D.	21. D.	22. D.	22. D.

Donau

Winter	Spitz	Stein	Zwentendorf	Tulln	Greifenstein	Nussdorf	Wien	Fischamend	Regelsbrunn	Hainburg
1850 51	359	359	359	359	359	359	359	359	359	359
51 52	364	364	364	363	363	364	364	364	364	362
52 53	419	420	418	418	418	418	418	418	418	418
53 54	345	345	345	345	345	345	345	346	347	345
54 55	380	320	321	321	380	380	380	380	380	380
55 56	337	338	338	338	338	338	338	338	333	337
56 57	343	333	333	334	334	334	334	333	332	332
57 58	369	370	370	370	369	370	370	370	370	370
58 59	318	[illegible]	352	352	353	353	353	353	353	352
59 60	351	350	351	351	348	349	349	349	348	348
60 61	357	357	356	355	358	358	358	357	358	357
61 62	357	357	358	358	358	358	358	358	358	358
62 63	339	339	339	339	338	338	339	339	339	339
63 64	367	367	367	367	367	367	367	367	367	367
64 65	343	343	343	344	344	344	344	344	344	344
65 66	350	349	349	349	349	349	350	350	350	350
66 67	371	370	371	371	372	372	372	371	371	371
67 68	344	341	344	341	344	344	344	344	343	343
68 69	384	381	384	384	384	384	384	384	384	384
69 70	366	366	366	366	366	366	366	366	366	366
70 71	340	341	341	341	341	341	341	341	341	341
71 72	338	338	338	338	338	337	337	338	338	337
72 73		—						—		
73 74	344	344	344	344	344	344	344	344	344	344
74—75	338	333	358	358	357	357	357	356	333	333
75—76	341	341	341	341	340	339	339	339	340	341
76 77	363	363	363	363	363	363	362	361	361	361
77 78	356	356	356	356	356	356	356	356	356	357
78 79	346	346	346	346	347	347	347	348	348	348
79—80	332	334	334	334	335	335	335	335	335	335
80 81	377	376	377	377	376	376	376	376	376	376
81 82	363	363	363	364	364	365	365	363	363	363
82 83	374	374	374	373	373	372	372	373	373	372
83 84	342	342	342	342	342	342	342	342	342	342
84 - 85	372	372	372	372	372	372	373	373	373	373
85 86	347	347	347	347	347	348	348	348	348	348
86 87	371	371	371	370	371	371	371	371	371	371
87 88	360	360	360	360	360	360	360	360	360	360
88 89	350	350	319	319	319	319	319	319	319	319
89 - 90	342	342	341	342	342	342	342	242	342	342
1850 60	358	352	356	355	361	361	361	361	361	360
61 70	358	358	358	358	358	358	358	358	358	358
70 80	341	341	347	347	347	347	347	346	344	344
80 90	360	360	356	357	357	357	357	357	357	357
1850 90	21. D.	20. D.	21. D.	21. D.	22. D.	22. D.	22. D.	22. D.	22. D.	21. D.

Winter	Inn									Salzach	
	Rosenheim	Wasserburg	Kraiburg	Mühldorf	Neu Ötting	Marktl	Simbach	Neuhaus	Passau	Laufen	Berghausen
1850–51	378	377	380	359	360	360	361	360	359	379	—
51–52	326	326	326	326	355	355	356	356	[illegible]	[illegible]	
52–53	—	-		—	395	—	—	-			—
53–54	336	337	338	338	345	345	346	345	345	349	361
54–55	317	317	318	318	318	319	380	381	381	318	382
55–56	339	339	339	339	[illegible]	339	339	339	339	339	344
56–57	322	323	324	324	324	323	324	333	333	322	—
57–58	348	349	350	350	349	350	370	370	370	370	371
58–59	316	314	310	310	309	308	316	316	316	315	315
59–60	347	348	348	344	348	348	349	350	349	352	350
60–61	353	356	356	356	355	357	357	358	358	363	357
61–62	341	355	356	356	356	356	341	340	340	356	356
62–63	350	351	351	352	351	352	351	352	352	352	352
63–64	367	367	367	366	366	366	366	367	367	370	369
64–65	341	341	341	342	343	343	344	344	344	366	[illegible]
65–66	345	348	348	348	348	348	349	350	350	349	349
66–67	336	370	370	370	370	370	371	371	371	360	370
67–68	346	331	344	344	343	356	357	357	357	358	366
68–69	386	386	384	352	384	384	383	383	383	387	387
69–70	363	363	363	364	364	364	364	365	366	364	364
70–71	338	338	338	338	338	338	339	338	339	358	338
71–72	337	337	337	337	337	337	336	336	335	337	337
72–73	411	—	—	—		—	398	399	399	399	399
73–74	343	343	343	343	343	342	346	346	346	345	343
74–75	329	330	330	330	330	330	331	332	332	358	352
75–76	342	342	341	341	341	342	335	342	342	343	342
76–77	317	362	362	362	362	361	364	364	364	—	—
77–78	356	356	356	356	356	357	375	375	376	376	375
78–79	345	345	345	345	345	345	345	345	347	345	346
79–80	334	334	334	333	333	333	334	334	334	334	334
80–81	374	375	376	376	376	375	381	381	381	381	381
81–82	360	359	360	360	360	360	360	360	360	360	360
82–83	390	390	390	390	390	390	390	374	374		—
83–84	341	341	341	341	341	341	342	341	341		—
84–85	337	337	337	337	337	337	370	370	370	363	[illegible]
85–86	346	346	346	346	346	347	347	347	347	347	346
86–87	357	357	357	357	357	357	369	369	369	369	369
87–88	356	357	358	358	359	360	361	361	361	361	361
88–89	348	348	349	349	349	349	349	349	349	349	349
89–90	339	339	340	340	340	340	342	341	341	397	341
1850–60	337	337	337	334	334	339	349	350	350	345	354
60–70	352	357	358	355	358	359	358	359	359	363	363
70–80	345	343	[illegible]	343	343	343	350	351	351	355	352
80–90	355	355	355	355	356	356	361	359	359	366	356
1850–90	14 D.	15. D.	15. D.	14. D.	16. D.	16 D.	21. D.	21. D.	21. D.	23 D.	23. D.

Winter	Isar: München	Isar: Freising	Isar: Landshut	Isar: Dingolfing	Isar: Landau	Isar: Plattling	Amper: Eschelsbach	Amper: Weilheim	Amper: Dachau	Loisach: Sindelsdorf
1850—51	—	410	—	360	—	[illegible]	378	—	408	—
51—52	—	366	357	364	364	364	—	328	366	—
52—53	—	416	—	—	—	417	—	—	416	—
53—54	—	359	350	345	346	347	—	358	359	—
54—55	—	381	381	381	[illegible]	382	[illegible]	379	[illegible]	—
55—56	—	352	353	[illegible]	338	337	347	352	353	—
56—57	—	377	[illegible]	376	376	[illegible]	—	340	380	—
57—58	—	370	370	370	369	369	347	366	—	—
58—59	—	374	375	375	344	317	315	312	—	—
59—60	—	350	350	351	351	351	350	347	351	—
60—61	—	358	358	358	[illegible]	357	[illegible]	351	359	—
61—62	—	—	—	356	357	356	356	352	356	—
62—63	—	—	—	358	358	358	359	358	—	—
63—64	367	367	367	367	367	366	366	366	374	—
64—65	—	357	360	358	358	359	360	340	360	—
65—66	—	364	363	[illegible]	363	363	—	347	360	—
66—67	—	371	371	371	371	371	360	[illegible]	371	—
67—68	—	[illegible]	—	344	344	344	361	331	360	—
68—69	—	384	385	385	385	384	386	386	—	—
69—70	366	364	[illegible]	364	364	364	365	363	390	—
70—71	339	339	340	356	356	357	338	338	339	—
71—72	337	337	337	337	337	338	347	377	337	—
72—73	—	—	—	—	—	—	409	348	402	349
73—74	[illegible]	364	364	365	365	365	371	342	364	340
74—75	—	367	—	359	359	363	328	331	358	—
75—76	—	370	342	342	342	344	371	350	[illegible]	371
76—77	—	—	—	362	—	—	—	—	—	—
77—78	—	—	376	376	376	376	377	375	379	405
78—79	345	345	346	347	347	348	345	342	374	345
79—80	337	338	338	340	337	337	347	337	337	338
80—81	382	379	379	374	374	374	382	374	[illegible]	—
81—82	—	397	398	398	398	398	—	395	—	—
82—83	—	—	437	—	—	390	—	437	—	390
83—84	—	—	—	—	—	—	—	414	—	—
84—85	386	371	386	382	[illegible]	376	336	337	370	365
85—86	—	—	—	362	—	347	380	347	—	366
86—87	—	—	—	—	—	374	340	340	369	369
87—88	361	361	361	361	[illegible]	361	361	338	361	362
88—89	—	340	350	347	349	350	348	351	—	369
89—90	—	—	398	398	398	400	343	352	—	426
1850—60	—	375	360	363	351	360	—	347	373	—
60—70	—	366	367	362	[illegible]	362	365	356	[illegible]	—
70—80	—	351	349	354	352	353	358	349	359	—
80—90	—	—	387	374	—	373	—	369	—	—
1850—90	—	(30.D.)	1. J.	29. D.	—	29. D.	—	23. D.	(1. J.)	—

	Iller			Lech				Wertach	Naab		Regen
Winter	Kempten	Fertbofen	Kellmünz	Schongau	Landsberg	Lechhausen	Rain	Oberhausen	Schwandorf	Etterzhausen	Nittenau
1850—51	—	—	—	323	407	—	355	—	—	—	357
51—52	—	—	360	—	366	355	—	—	—	—	355
52—53	—	—	—	349	412	—	—	—	—	—	—
53—54	—	—	396	318	353	362	347	365	—	—	335
54—55	—	—	—	339	[illegible]	—	—	—	—	—	317
55—56	—	—	356	322	347	345	—	366	—	—	331
56—57	—	—	—	347	322	—	—	—	—	—	—
57—58	—	365	—	315	354	—	—	—	321	370	323
58—59	—	—	—	349	374	—	—	—	366	—	311
59—60	349	375	—	353	349	—	—	—	353	—	338
60—61	358	371	—	356	358	—	—	—	352	—	354
61—62	354	352	—	351	356	—	357	—	356	—	357
62—63	—	—	—	367	359	—	—	—	326	—	327
63—64	—	366	—	367	367	—	—	—	357	366	362
64—65	—	359	—	350	358	—	—	—	336	341	309
65—66	—	350	373	356	350	—	—	—	346	—	347
66—67	—	—	—	330	382	386	—	—	357	—	354
67—68	367	330	—	366	356	359	—	—	327	—	356
68—69	388	386	—	364	385	389	[illegible]	388	325	—	328
69—70	385	385	—	[illegible]	364	—	—	[illegible]	337	397	—
70—71	361	361	—	337	338	339	—	358	336	—	337
71—72	336	336	—	368	338	338	—	—	323	345	338
72—73	—	—	—	394	393	—	—	—	393	—	—
73—74	—	364	364	371	345	—	—	—	346	343	342
74—75	—	366	357	330	362	—	—	—	319	331	329
75—76	—	342	406	340	339	—	—	341	331	338	332
76—77	—	—	—	—	—	—	—	—	359	362	316
77—78	—	374	376	—	—	376	—	377	366	375	353
78—79	—	345	350	342	374	346	347	374	342	348	342
79—80	338	334	335	337	337	337	338	332	320	335	320
80—81	—	381	382	381	376	382	381	373	371	370	369
81—82	—	—	380	381	360	359	—	398	358	366	356
82—83	—	390	390	337	389	373	—	390	337	372	335
83—84	—	341	341	341	341	343	—	—	339	341	340
84—85	—	369	370	337	338	370	—	369	320	336	323
85—86	—	378	339	347	346	347	—	347	316	344	322
86—87	—	366	366	356	357	369	372	383	356	356	340
87—88	—	337	359	337	358	361	366	361	322	357	319
88—89	—	349	350	348	368	351	367	368	311	348	311
89—90	—	337	343	352	398	397	408	397	325	397	325
1850—60	—	—	—	336	360	—	—	—	—	—	333
60—70	—	362	—	355	364	—	—	—	342	—	343
70—80	—	353	—	352	353	—	—	—	344	347	334
80—90	—	361	362	352	363	365	—	376	335	359	334
1850—90	—	(25. D.)	—	15. D.	26. D.	—	—	—	(7. D.)	—	3 D.

Tabelle II.

Letzter Termin des Treibeises.

Donau

Winter	Neu-Ulm	Günzburg	Dillingen	Donauwörth	Neuburg	Ingolstadt	Großmehring	Vohburg	Pförring	Neustadt	Kehlheim
1850—51	—	—	428	428	428	428	428	428	428	428	429
51—52	375	375	376	375	375	375	375	375	376	376	382
52—53	418	418	418	419	419	419	420	421	422	423	428
53—54	412	412	412	412	419	411	411	410	410	420	424
54—55	417	418	[illegible]	422	428	415	406	451	424	430	430
55—56	380	380	380	390	385	381	385	390	390	390	390
56—57	408	408	407	408	408	[illegible]	408	408	408	408	408
57—58	439	439	440	444	442	442	443	442	441	440	442
58—59	389	389	390	390	390	390	390	390	390	390	390
59—60	413	413	413	422	414	414	414	415	413	414	413
60—61	381	[illegible]	387	398	396	398	398	395	398	400	401
61—62	407	410	407	408	408	408	408	408	408	408	408
62—63	—	—	—	—	358	358	358	358	358	358	358
63—64	140	409	418	412	413	417	418	419	420	421	420
64—65	446	446	447	447	447	447	448	448	448	447	447
65—66	363	363	364	364	365	365	365	365	365	365	365
66—67	418	387	388	427	427	427	427	386	389	388	388
67—68	371	369	374	390	390	390	390	390	391	390	389
68—69	393	394	394	394	393	395	396	399	399	400	401
69—70	409	411	410	420	414	417	420	421	422	422	422
70—71	381	408	408	409	410	410	410	410	410	411	410
71—72	364	368	367	386	382	382	384	389	391	392	393
72—73	—	—	—	—	400	401	400	401	401	400	400
73—74	409	409	409	410	411	411	411	411	412	411	415
74—75	432	421	421	423	423	422	422	423	424	422	422
75—76	409	409	409	408	411	410	409	410	410	410	410
76—77	—	—		—	—	364	363	[illegible]	363	363	363
77—78	[illegible]	380	380	380	380	381	381	381	381	380	381
78—79	376	376	376	377	387	387	387	387	387	388	388
79—80	405	407	405	403	406	409	411	411	413	414	417
80—81	392	392	392	392	393	393	393	393	393	396	396
81—82	399	408	400	399	405	401	401	401	401	402	400
82—83	—	—	—	447	—	—	—	—	—	438	438
83—84	344	344	344	345	346	345	345	345	345	345	345
84—85	[illegible]	395	398	398	398	401	402	403	404	405	405
85—86	437	437	438	[illegible]	438	438	438	438	438	438	438
86—87	415	415	415	415	415	416	416	416	416	416	416
87—88	399	399	430	431	431	400	400	400	429	430	431
88—89	439	433	433	432	432	432	432	433	432	432	439
89—90	430	431	429	430	430	430	430	430	430	430	430
1850—60	406	406	409	411	410	408	408	413	410	412	414
60—70	400	397	399	406	401	402	402	399	400	400	400
70—80	395	397	397	400	401	398	398	399	399	399	400
80—90	405	406	409	413	410	[illegible]	406	407	410	413	414
1850—90	6. F.	6. F.	8. F.	12. F.	10. F.	8. F.	8. F.	9. F.	9. F.	10. F.	11 F

Donau

Winter	Regensburg	Straubing	Deggendorf	Vilshofen	Passau	Obernzell	Aschach	Linz	Grein	Ybbs	Melk
1850—51	429	429	430	429	413	413	429	429	[illegible]	429	429
51—52	382	379	380	376	376	376	377	377	377	377	377
52—53	428	428	429	428	428	[illegible]	427	427	427	426	426
53—54	424	413	420	413	420	420	[illegible]	413	[illegible]	400	411
54—55	428	426	426	427	427	427	427	427	428	428	428
55—56	402	401	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	402	402	403	[illegible]	[illegible]
56—57	408	419	422	411	413	413	412	412	[illegible]	411	410
57—58	443	446	444	444	446	446	445	445	445	445	545
58—59	391	397	396	391	422	422	390	389	384	384	384
59—60	415	418	438	413	423	419	416	416	416	416	416
60—61	401	413	413	410	397	397	396	396	393	392	392
61—62	[illegible]	408	408	408	409	[illegible]	409	409	409	409	409
62—63	358	359	[illegible]	360	360	[illegible]	[illegible]	358	[illegible]	342	342
63—64	419	425	428	422	425	422	417	417	417	415	417
64—65	451	451	448	449	448	447	447	447	447	447	452
65—66	366	365	365	365	365	366	368	367	367	368	367
66—67	387	390	390	389	389	389	390	390	389	389	389
67—68	369	395	[illegible]	385	392	392	392	392	391	[illegible]	370
68—69	401	397	402	[illegible]	[illegible]	[illegible]	397	397	[illegible]	394	394
69—70	422	428	427	425	427	[illegible]	422	418	420	413	414
70—71	410	412	413	409	412	412	412	413	[illegible]	[illegible]	415
71—72	399	414	418	410	[illegible]	424	[illegible]	[illegible]	404	405	407
72—73	400	400	402	402	402	401	401	402	—	—	—
73—74	409	415	418	413	408	412	412	412	412	412	[illegible]
74—75	423	424	[illegible]	424	425	425	426	[illegible]	425	425	425
75—76	410	411	411	411	411	411	412	414	412	411	411
76—77	364	427	428	365	365	365	365	[illegible]	365	365	365
77—78	381	395	395	382	383	395	384	384	[illegible]	380	380
78—79	[illegible]	389	389	389	[illegible]	388	388	[illegible]	389	389	389
79—80	418	423	425	425	425	425	413	413	408	408	408
80—81	397	398	412	403	404	404	404	405	418	394	395
81—82	402	409	410	411	414	410	[illegible]	408	405	[illegible]	402
82—83	438	438	439	439	[illegible]	439	440	438	438	[illegible]	393
83—84	345	346	346	347	347	347	[illegible]	348	348	347	347
84—85	406	413	412	413	414	414	411	407	405	399	[illegible]
85—86	438	438	440	438	438	437	438	438	438	407	408
86—87	417	421	422	424	429	425	419	421	418	416	416
87—88	431	432	432	432	432	431	[illegible]	405	405	400	400
88—89	439	433	434	[illegible]	433	432	433	433	432	432	432
89—90	434	432	432	432	431	431	432	432	431	431	431
1850—60	415	416	418	413	417	417	414	414	412	412	413
60—70	[illegible]	403	404	402	401	401	400	399	399	[illegible]	395
70—80	400	411	412	403	405	[illegible]	402	402	401	401	401
80—90	415	415	418	417	418	417	416	414	413	402	[illegible]
1850—90	11. F.	16. F.	18. F.	13. F.	15. F.	14. F.	12. F.	11. F.	10. F.	6. F.	7. F.

Donau

Winter	Spitz	Stein	Zwentendorf	Tulln	Greifenstein	Nussdorf	Wien	Fischamend	Regelsbrunn	Hainburg
1850—51	429	429	430	430	430	430	430	431	431	431
51—52	378	378	379	379	378	378	378	378	378	378
52—53	425	424	424	424	424	425	431	424	424	424
53—54	413	414	414	415	415	415	415	413	414	415
54—55	428	427	422	422	429	429	429	428	428	428
55—56	403	402	402	402	403	403	404	403	403	403
56—57	411	410	410	411	414	414	410	413	418	419
57—58	445	446	446	446	446	444	444	446	446	446
58—59	383	384	383	383	384	384	384	384	384	384
59—60	416	416	416	417	417	416	416	416	416	416
60—61	391	392	393	396	404	404	402	402	402	402
61—62	409	409	409	409	409	409	409	409	410	410
62—63	342	342	342	342	342	342	342	342	342	342
63—64	417	417	417	418	418	418	418	425	425	425
64—65	448	123	424	424	423	424	424	121	420	428
65—66	369	368	368	369	369	369	369	369	374	374
66—67	389	390	391	393	390	391	391	391	391	391
67—68	370	370	375	380	380	381	381	381	381	381
68—69	394	396	395	395	395	400	400	404	403	403
69—70	416	418	420	426	427	427	427	428	428	429
70—71	412	412	412	416	417	418	418	420	420	421
71—72	409	409	412	414	414	415	417	418	418	420
72—73		—	—	-		—	-		—	—
73—74	411	411	412	412	412	412	412	412	412	412
74—75	425	425	424	424	425	426	426	427	431	431
75—76	411	412	412	409	409	414	414	414	418	418
76—77	365	366	368	365	365	366	366	366	366	367
77—78	403	403	383	383	383	383	383	382	385	385
78—79	390	390	390	390	390	390	390	390	390	390
79—80	408	408	418	419	418	419	419	423	423	423
80—81	395	395	396	400	403	403	403	409	411	421
81—82	403	403	405	403	403	404	404	404	404	404
82—83	393	393	393	392	392	392	392	392	392	392
83—84	347	346	346	346	346	346	346	347	347	347
84—85	398	399	399	399	399	399	399	402	404	404
85—86	408	408	408	408	409	438	438	438	438	427
86—87	416	417	418	418	418	417	417	421	421	422
87—88	400	400	406	404	404	404	404	405	405	430
88—89	432	432	417	417	430	430	430	430	430	430
89—90	431	431	431	431	431	431	431	431	431	431
1850—60	413	413	412	413	414	414	414	414	414	414
60—70	394	393	393	395	392	396	396	397	399	399
70—80	404	404	402	403	404	405	405	406	407	407
80—90	402	402	402	402	404	406	406	408	408	411
1850—90	7. F.	7. F.	7. F.	8. F.	9. F.	10. F.	10. F.	10. F.	11. F.	12. F.

Winter	Inn									Salzach	
	Rosenheim	Wasserburg	Kraiburg	Mühldorf	Neu-Ötting	Marktl	Simbach	Neuhaus	Passau	Laufen	Burghausen
1850—51	413	413	413	412	413	413	413	413	413	427	—
51—52	430	376	376	376	376	378	377	377	378	365	—
52—53	—	—	—	—	397	—	—	—	—	—	—
53—54	420	419	419	419	420	418	419	419	419	364	365
54—55	418	417	417	417	417	417	417	421	419	422	422
55—56	401	400	400	400	401	402	403	404	405	401	380
56—57	414	414	408	408	408	409	410	412	412	408	408
57—58	426	428	430	430	431	432	433	434	437	422	424
58—59	419	419	420	419	420	419	418	418	418	[illegible]	389
59—60	437	418	414	414	414	414	413	413	413	357	[illegible]
60—61	394	390	390	390	390	391	393	[illegible]	[illegible]	390	390
61—62	409	409	408	408	407	408	408	407	407	407	405
62—63	359	359	359	358	358	359	359	359	359	353	359
63—64	413	419	423	423	428	424	413	413	414	418	409
64—65	452	452	366	365	365	365	365	365	365	431	[illegible]
65—66	366	365	365	365	364	365	365	365	365	365	365
66—67	388	388	387	387	387	388	386	386	386	373	374
67—68	380	378	378	377	377	376	376	376	380	372	370
68—69	428	401	401	401	401	401	401	401	401	393	392
69—70	424	419	417	418	419	418	418	419	[illegible]	411	411
70—71	411	411	410	410	410	411	411	406	406	399	409
71—72	399	398	396	405	406	398	396	395	395	389	389
72—73	412	—	—	—	—	—	[illegible]	400	400	405	412
73—74	414	420	412	412	412	413	414	415	415	413	410
74—75	420	422	424	424	424	424	422	422	418	421	421
75—76	410	410	411	410	410	413	413	413	414	409	410
76—77	437	364	363	364	364	364	364	364	364	—	—
77—78	406	402	395	395	395	395	382	382	383	386	381
78—79	388	388	388	388	388	391	388	388	388	388	388
79—80	412	412	412	412	406	408	407	407	407	406	405
80—81	413	413	413	413	393	393	394	394	394	412	412
81—82	406	406	407	407	409	408	406	406	405	405	405
82—83	391	391	391	392	392	393	392	[illegible]	392	—	—
83—84	368	368	368	368	347	347	346	346	346	—	—
84—85	411	411	411	412	411	409	404	403	397	412	412
85—86	437	437	437	438	447	437	437	437	437	436	437
86—87	420	416	416	416	416	415	415	418	418	415	415
87—88	430	430	400	400	400	400	400	400	400	410	410
88—89	442	422	422	[illegible]	412	413	413	413	413	441	409
89—90	[illegible]	430	430	430	430	431	431	431	431	429	429
1850—60	420	412	411	411	410	411	411	412	413	395	398
60—70	401	398	389	389	389	389	388	388	389	391	391
70—80	411	403	401	402	402	402	400	399	[illegible]	402	403
80—90	415	412	410	410	405	405	404	404	403	420	416
1850—90	16. F.	10. F.	7. F.	7. F.	6. F.	6. F.	5. F.	5. F.	5 F.	5. F.	4. F.

Winter	Isar: München	Isar: Freising	Isar: Landshut	Isar: Dingolfing	Isar: Landau	Isar: Plattling	Amper: Eschelsbach	Amper: Weilheim	Amper: Dachau	Loisach: Sindelsdorf
1850—51	—	429	—	428	—	427	379	—	[illegible]	—
51—52	—	371	370	372	375	375	—	450	372	—
52—53	—	446	—	—	—	423	—	—	429	—
53—54	—	419	417	416	418	419	—	411	419	—
54—55	—	416	424	420	419	419	414	410	416	—
55—56	—	401	403	402	401	—	397	401	401	—
56—57	—	414	409	409	409	409	—	395	411	—
57—58	—	435	435	432	430	428	426	426	—	—
58—59	—	418	422	377	380	380	418	412	—	—
59—60	—	436	412	414	414	415	436	418	439	—
60—61	—	386	386	386	386	393	382	384	394	—
61—62	—	—	—	408	408	408	387	408	[illegible]	—
62—63	—	—	—	358	358	358	417	423	—	—
63—64	416	416	416	416	416	411	407	417	417	—
64—65	—	445	445	446	446	446	441	421	450	—
65—66	—	364	368	364	364	364	—	365	365	—
66—67	—	386	387	388	388	389	383	385	382	—
67—68	—	390	—	369	390	369	405	371	360	—
68—69	—	393	397	392	392	393	391	433	—	—
69—70	409	410	413	413	413	409	394	401	418	—
70—71	382	411	382	398	398	411	381	410	410	—
71—72	377	377	378	386	384	376	425	384	401	—
72—73	—	—	—	—	—	—	415	408	410	421
73—74	408	407	407	407	408	409	438	430	411	411
74—75	—	404	—	431	431	324	422	420	433	—
75—76	—	410	409	409	411	112	409	409	408	412
76—77	—	—	—	363	—	—	—	—	—	—
77—78	—	—	380	378	379	380	402	402	379	411
78—79	376	376	390	389	389	387	439	439	421	360
79—80	405	405	417	416	416	415	396	406	405	401
80—91	412	392	393	393	393	394	391	390	411	—
81—82	—	401	402	402	402	402	—	399	—	—
82—83	—	—	445	—	—	391	—	438	—	391
83—84	—	—	—	—	—	—	—	415	—	—
84—85	394	397	396	397	397	397	397	411	396	397
85—86	—	—	—	362	—	437	416	437	—	409
86—87	—	—	—	—	—	415	445	444	444	444
87—88	399	399	429	401	399	399	429	401	427	398
88—89	—	—	442	423	432	412	443	441	—	412
89—90	—	—	430	430	430	429	428	429	—	430
1850—60	—	418	411	408	406	411	412	415	414	—
60—70	—	399	401	394	396	394	401	401	399	—
70—80	—	399	395	397	402	402	414	412	409	—
80—90	—	—	419	402	—	408	421	421	—	—
1850—90	—	(9. F.)	11. F.	4. F.	(5. F.)	8. F.	15. F.	16. F.	(11.F.)	—

Winter	Iller: Kempten	Iller: Fert-hofen	Iller: Kell-münz	Lech: Schon-gau	Lech: Lands-berg	Lech: Lech-hausen	Lech: Rain	Wertach: Ober-hausen	Naab: Schwan-dorf	Naab: Etters-hausen	Regen: Nitte-nau
1850—51	—	—	—	434	427	—	[illegible]	—	—	—	367
51—52	—	—	365	—	366	[illegible]	—	—	—	—	382
52—53	—	—	—	427	423	—	—	—	—	—	—
53—54	—	—	397	437	408	412	[illegible]	365	—	—	398
54—55	—	—	—	415	380	—	—	—	—	—	428
55—56	—	—	387	402	400	401	—	401	—	—	390
56—57	—	—	—	439	404	—	—	—	—	—	—
57—58	—	446	—	437	435	—	—	—	446	440	441
58—59	—	—	—	418	418	—	—	—	397	—	395
59—60	364	442	—	437	436	—	—	—	443	—	427
60—61	360	382		385	386	—	—	—	421	—	418
61—62	374	376	-	412	408	—	358	—	[illegible]	—	390
62—63	—	—	—	413	360	—	—	—	—	—	363
63—64	—	414	—	417	416	—	—	—	431	398	418
64—65	—	451	—	454	447	—	—	—	464	416	452
65—66	—	373	373	372	365	—	—	—	[illegible]	—	382
66—67	—	—	—	387	387	427	—	—	393	—	432
67—68	381	422	—	396	377	365	—	—	425	—	385
68—69	397	396	—	434	392	392	392	390	409	—	402
69—70	424	424	—	408	419	—	—	405	448	412	—
70—71	389	389	—	411	411	411	—	380	426	—	360
71—72	381	381	—	397	402	422	—	—	428	371	371
72—73	—	—	—	410	393	—	—	—	423	—	—
73—74	—	376	377	430	411	—	—	—	442	400	386
74—75	—	[illegible]	432	446	421	—	—	—	434	393	434
75—76	—	410	410	—	373	—	—	352	417	415	414
76—77	—	—	—	—	—	—	—	—	439	436	373
77—78	—	381	380	—	—	379	—	394	416	394	416
78—79	—	439	359	439	375	376	376	370	406	406	439
79—80	348	403	387	403	403	405	405	404	418	420	418
80—81	—	390	392	412	412	412	395	392	404	405	428
81—82	—	—	391	424	406	402	—	400	415	384	415
82—83	—	438	410	447	447	447	—	447	434	378	447
83—84	—	344	344	391	344	414	—	—	374	368	418
84—85	—	402	396	395	397	396	—	393	424	394	414
85—86	—	439	438	437	437	438	—	[illegible]	448	438	446
86—87	—	440	415	415	413	443	444	444	435	415	450
87—88	—	429	[illegible]	415	427	429	429	429	434	402	435
88—89	—	442	442	441	[illegible]	441	442	441	445	433	—
89—90	—	429	427	432	[illegible]	430	430	430	433	408	—
1850—60	—	—	—	427	410	—	—	—	—	—	404
60—70	—	405	—	408	396	—	—	—	419	—	405
70—80	—	401	—	419	399	—	—	—	424	—	400
80—90	—	417	411	421	415	415	—	423	425	402	—
1850—90	—	(12.F.)	—	23. F.	9. F.	—	—	—	(27.F.)	—	—

Tabelle III.

Dauer des Treibeises und der Eisstösse auf der Donau.

NB. Die Dauer des Eistreibens ist in größeren, die des Eisstoßes in kleineren Ziffern angeführt.

(Eisstoß-Ziffern in Klammern.)

Winter	Neu-Ulm	Günzburg	Dillingen	Donauwörth	Neuburg	Ingolstadt	Grossmehring	Vohburg	Pförring	Neustadt	Kelheim	Regensburg	Straubing	Deggendorf	Vilshofen	Passau	Obernzell
1850–51	—	—	[illegible]	8	3	4	4	6	6	8	7	8	8	27	[illegible]	7	7
51–52	3	3	9	9	9	14	14	14	14	17	26 (10)	26	26	26	17	17	17
52–53	1	1	1	2	2	8	4	6	8	10	9	10	12	16	8	8	8
53–54	8	22 (9)	40 (25)	51 (40)	40	19 (37)	52 (38)	44 (34)	44 (30)	62 (38)	66 (53)	62	62 (40)	79 (37)	61 (6)	61 (36)	61
54–55	16	16	47 (17)	40 (38)	30	19	21	41	37	50 (30)	40	42	46 (34)	51 (32)	47	47 (42)	47
55–56	11	14	17	52 (38)	38 (3)	19	18	17 (6)	40 (35)	17 (9)	20 (10)	47 (34)	57 (54)	57 (33)	57 (35)	57 (36)	57
56–57	4	6	13	16	12	9	11	12	12	18	17	[illegible]	48 (20)	63	27	28	28
57–58	60	62	60 (7)	72 (54)	54	35 (6)	67 (46)	74 (41)	74 (46)	63 (48)	59 (49)	63	65 (57)	72 (67)	59 (55)	62	62
58–59	8	4	4	21	14	12	14	16	16	19	21	22	36 (20)	23	20 (19)	45	36
59–60	7	6	10	26 (10)	16	12	10	9	9	[illegible]	22	25	29	40	26 (3)	24	22
60–61	10	12	23	31 (10)	31	28 (9)	28	31	33 (24)	38 (26)	40 (10)	42	58 (43)	58 (25)	54 (43)	30	31
61–62	19	22	22	23	20	20	21	23	25	30	25	27	30	39	32	32	35 (7)
62–63	—	.			1	1	1	1	1	1	1	2	3	8	3	6	5
63–64	45	44 (14)	52 (39)	47 (14)	32 (5)	42 (20)	52 (51)	54 (48)	55 (51)	49 (42)	51	53 (36)	60 (54)	63 (48)	57 (31)	60 (56)	54
64–65	11	12	31 (12)	70 (29)	28	25	32	27 (11)	39 (18)	30 (29)	28	36	72 (18)	83 (25)	67 (11)	68 (32)	56
65–66	5	5	7	10	9	8	7	7	9	10	9	10	15	14	9	14	17
66–67	5	4	5	7	10	8	9	9	12	10	9	18	14	13	11	11	12
67–68	10	8	14 (9)	24 (14)	[illegible]	19	21	22	24	21 (14)	29 (17)	28	28 (16)	40	[illegible] (12)	25	27
68–69	9	10	10	10	9	11 (3)	12 (5)	15 (8)	15 (8)	16 (9)	45 (11)	15	16	19	25	20 (15)	20
69–70	15	25	20	26	27	31 (10)	32 (12)	33 (15)	32 (17)	25 (15)	28	36 (14)	41 (23)	44	37 (19)	38	39
70–71	28	27	27	27	26	27	27	27	33 (2)	40 (5)	38 (8)	41	54	64	60 (54)	40	57
71–72	18	21	27	32	33 (15)	45 (36)	48 (30)	52 (44)	55 (47)	56	56 (28)	57 (53)	78 (70)	81 (71)	76 (67)	88 (80)	50
72–73	—	—	—	-	2	2	2	2	3	2	2	2	2	4	4	4	8
73–74	9	7	8	12	9	10	10	12	16	16	21 (5)	16	16	27	19	25 (2)	23
74–75	33	22	21	19	17	17	16	16	20	20	24	26	33 (7)	40	40	40 (9)	42
75–76	17	12	12	16	18	14	14	17	20	19	24	24	37	42	41	[illegible]	40
76–77	—	.	—	—	—	8	2	2	2	2	2	8	5	7	5	3	4
77–78	5	4	4	4	4	7	5	5	5	5	5	6	13	16	6	6	8
78–79	8	9	12	17	14	14	14	14	14	[illegible]	15	18	27	30	31	32	27
79–80	40	43	51 (4)	50 (14)	52 (17)	60 (29)	68 (45)	64 (63)	65 ([illegible])	71 (54)	72 (31)	82 (66)	90 (79)	93 (81)	71 (27)	71 (30)	78 (6)

[illegible]	Neu-Ulm	Günzburg	Dillingen	Donau-wörth	Neuburg	Ingolstadt	Groß-mehring	Vohburg	Pförring	Neustadt	Kehlheim	Regens-burg	Straubing	Deggen-dorf	Vilshofen	Passau	Oberzell
[illegible] 81	9	8	7	10	11	11	12	11	1	13	15 4	18	21	39 19	32 13	30 16	26
[illegible] 82	4	10	9	8	7	10	10	10	10	11	13	13	20	13	13	27 18	9
[illegible] 83	—	—	—	6						3	3	7	7	11	9	10	10
[illegible] 84	3	3	3	4	5	4	4	4	4	4	4	4	6	7	6	6	6
[illegible] 85	13	15	18	17	18	21 9	20 10	26 12	27 14	28 16	25 15	28 10	48 25	43	28 17	49 27	37
85 86	11	11	11	12	12	12	12	13	14	15	15	19	30	47	35	32	32
86 87	16	12	12	13	16	18	19	21	21	21	25 2	25	39 6	47	42 39	61 43	42
87 88	26	25	25	40	35 7	33 9	37 9	37 9	38 16	39 18	40 20	39 26	59 30	56	39	36 27	40
88--89	15	13	13	14	18	15	16	20	20	21	22	24	30 26	60	30	57 32	35
89—90	12	13	13	13	1	11	11	11	11	12	13	15	29	37	29	30	26
1850—60	11	13	20	29	22	16	22	24	24	27	29	33	38	45	33	36	35
60—70	13	14	16	25	19	19	22	22	25	23	27	27	34	38	31	30	30
70—80	15	15	16	18	18	20	21	21	23	25	26	28	36	40	35	35	[illegible]
80—90	11	11	11	14	14	15	14	15	16	17	18	19	29	36	26	34	26
1850—90	12	13	16	21	16	18	19	20	22	23	24	27	34	40	37	34	31

Winter	Aschach	Linz	Grein	Ybbs	Melk	Spitz	Stein	Zwenten-dorf	Tulln	Greifen-stein	Nussdorf	Wien	Fischa-mend	Regels-brunn	Hainburg
1850—51	14	14	13	10	11	12	13	14	14	14	14	4	15	15	15
51—52	19	17	17	14	13	14	15	16	17	16	5	5	15	15	19
52—53	8	8	7	6	5	5	5	7	7	7	8	9	7	7	7
53—54	58	58	56 15	55	54	54	53	48 9	61 31	72 33	63 34	63 33	55 36	53 37	60
54—55	47	48	49 34	49	49	48	51	43	43	50 4	49	49 6	49 4	45 19	45 25
55—56	57	57	58 29	58	59	58	57 25	57	57 35	58 32	59 30	60 32	59 33	61 35	53 34
56—57	29	30	30 7	30	29	29	34	30	29	39	38	39 4	40 4	50 5	50
57—58	64	65	67 56	68	72 18	72 23	73 40	72	72 54	78 69	74 66	74 67	77 14	77 69	57 45
58—59	31	25	17	15	16	17	19	16	15	14	7	6	6	16	16
59—60	22	20	18	22	19	8	19	19	19	24 2	22 6	23 0	24 11	20 5	27
60—61	32	38	36	36	36	34 6	35	38	39 23	47 28	46 24	46 25	46 25	45 25	46 23
61—62	36	35	35 18	34	35	33	33	34	34	36	32	32	38	43 3	44 8
62—63	4	4	4	4	5	3	3	4	4	5	5	4	4	4	[illegible]
63—64	44	40	35	42	42	42	42	46	49	52 36	52 38	52 32	59 41	58 42	59 12
64—65	54	50	42 8	42	47	4	32	34	35	35 8	53 14	56	40 2	50 16	54 16
65—66	15	14	12	8	7	8	9	9	9	8	0	10	10	10	10
66—67	14	13	12	0	10	11	14	16	19	3	11	1	2	13	13
67—58	24	19	15	11	10	12	14	15	16	16	7	7	16	16	19
68—68	14	14	12	1	11	11	18	12	12	1	7	7	20 9	14	14
69—70	39	37	36 10	30	30	31	32	36	41 21	42 22	40 28	4 23	44 24	27	28

Winter	Aschach	Linz	Grein	Ybbs	Melk	Spitz	Stein	Zwentendorf	Tulln	Greifenstein	Nussdorf	Wien	Fischamend	Regelsbrunn	Hainburg
70—71	55	55	49	43	42	42	42	44	44	47	62	63	67	66	68
									5	8	36	36	39	40	40
71—72	50	56	62	43	42	41	72	75	77	76	79	81	80	35	66
			14			4	46	62	67	68	70	73	70		24
72—73	4	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
73—74	[illegible]	28	25	22	21	21	21	22	23	24	24	25	25	25	25
															8
74—75	42	41	33	33	33	33	34	34	34	36	37	38	42	51	57
															6
75—76	42	42	41	40	39	38	40	45	44	43	42	45	56	60	60
														38	39
76—77	4	4	3	3	3	3	5	6	3	3	8	4	5	6	6
77—78	9	11	6	6	6	15	18	12	12	10	9	9	9	13	13
78—79	24	23	26	26	26	28	28	29	27	26	26	26	27	30	30
79—80	72	69	64	66	65	64	60	76	77	71	74	75	85	85	85
					5	5	12	17	32	30	47	49	58	60	64
80—81	27	27	20	18	18	19	19	20	25	28	28	28	34	34	38
									5	6	[illegible]	12	18	21	22
81—82	18	19	13	8	7	8	8	12	9	8	8	8	10	10	10
82—83	13	6	7	6	6	6	6	5	5	9	7	7	8	8	8
83—84	8	6	7	6	6	6	6	5	5	5	5	5	6	6	6
84—85	41	37	34	26	21	23	25	26	26	26	26	27	28	24	28
													5	7	9
85—86	34	28	27	13	12	14	19	20	24	24	30	27	27	18	17
86—87	51	53	43	26	25	27	33	40	38	35	36	37	42	50	32
													4	20	
87—88	40	4	35	27	27	28	29	34	34	34	35	36	38	35	85
										1	6	6	8		12
88—89	38	36	22	16	18	25	26	29	31	29	30	31	32	32	38
													3	9	10
89—90	29	27	18	16	15	19	22	27	27	22	24	25	27	28	28
1850—60	35	34	33	32	33	33	34	33	33	37	36	30	36	37	35
60—70	28	26	24	23	23	23	[illegible]	24	26	27	28	29	29	28	29
70—80	33	33	31	28	28	29	32	34	34	34	36	37	40	37	41
80—90	30	28	23	16	16	8	19	22	22	22	23	23	25	25	24
1850—90	31	30	28	25	25	25	27	28	29	30	31	31	32	32	32

Dauer des Treibeises und der Eisstösse auf den bayerischen Nebenflüssen der Donau.

Winter	Inn									Salzach		Lech			Wertach	
	Rosenheim	Wasserburg	Kraiburg	Mühldorf	Neu-Ötting	Marktl	Simbach	Neuhaus	Passau	Laufen	Burghausen	Schongau	Landsberg	Lechhausen	Rain	Oberhausen
1850—51	5	[illegible]	5	5	15	15	5	16	16	8	—	11	10	—	11	—
51—52	37	20	20	[illegible]	22	18	8	18	18	7	—	—	1	11	—	—
									10							
52—53	—	—	—	—	3			—	—	—	—	8	[illegible]	—	—	—
53—54	55	51	74	47	47	49	46	52	51	6	5	15	16	19	19	1
			39					37	10							
54—55	85	[illegible]	29	28	24	25	26	28	40	44	26	13	14	—	—	—
									30							

Winter	Inn									Salzach		Lech				Wertach
	Rosenheim	Wasserburg	Kraiburg	Mühldorf	Neu-Ötting	Marktl	Simbach	Neuhaus	Passau	Laufen	Burghausen	Schongau	Landsberg	Lechhausen	Rain	Oberhausen
55–56	43 (10)	37	33 (8)	38	40	46	34	35 (13)	34 (18)	2	6	8 (5)	20 (8)	21 (15)	—	6
56–57	45	39	33	33	35	30	28	29 (6)	30	23		22 (6)	24		—	—
57–58	72	72	75	57	67	57	60	64	67	53	54	34	37		—	—
58–59	42	39	(37) 43	42	40	35	32	(63) 32	(65) 32	23	(21) 24	38	28		—	—
59–60	41	26	2	25	25	25	22	21 (9)	20	6	11	32	18		—	—
60–61	39	28	27	28	26	32	27	29	36	24	30	30	2		—	—
61–62	37	34	29	29	32	30	29	(8) 30	30	22	27	22	20		2	—
62–63	(4) 6	5	5	4	4	4	4	4	(6) 4	2	3	4	2	—	—	—
63–64	48	32	54	45	44	46	46	47	48	24	24	43	28	—	—	—
64–65	(30) 28	(40) 39	(53) 20	25	21	20	(8) 20	(45) 22 (5)	(44) 18	9	22	37	21	—	—	—
65–66	22	18	16	7	17	18	17	16	16	9	10	5	13	—	—	—
66–67	17	6	(10) 7	7	8	9	8	7	7	6	5	9	6	5	—	—
67–68	28	24	2	13	14	15	17	[illegible]	24	13	[illegible]	5	17	6	—	—
68–69	18	18	18	8	18	18	18	17	17	7	6		8	[illegible]	7	3
69–70	(11) 44	32	(10) 31	3	(12) 31 (12)	29	30	30	[illegible]	25	26	33	28	—	—	16
70–71	50	38	37	37	60	42	41	41	43	32	26	54	40	26	—	10
71–72	63 (34)	40	60 (30)	(36) 68 (61)	(42) 70 (67)	46	45	(6) 53	53	42	38	32	30	36	—	—
72–73	2	—	—	—	—	—	2	(5) 2	2	3	4	7	1	—	—	—
73–74	33 (3)	34	23	24	21	31	30	31 (8)	22	18	15	17	22 (10)	—	—	—
74–75	37	43	35	34	37	41	39	38	34	35	25	21	19	—	—	—
75–76	35	34	36	36	36	43	35	39	36	25	22	—	13	—	—	[illegible]
76–77	6	3	2	3	3	4	1	(24) 1	1	—	—	—	—	—	—	—
77–78	26	17	18	18	20	12	9	8	8	6	7	—	—	4	—	4
78–79	20	20	21	21	22	27	20	(4) 21	28	14	15	11	2	7	9	2
79–80	79 (60)	63	65	72 [illegible]	74 [illegible]	75 [illegible]	68 [illegible]	(3) 65 [illegible]	64	54	60 [illegible]	33	64	59	22 [illegible]	25
80–81	22	18	18	21	16	16	14	14	14	13	13	11	15	[illegible]	[illegible]	4
81–82	12	10	18	(5) 14	18	[illegible]	[illegible]	9	8	9	9	36	31	24	—	[illegible]
82–83	2	2	2	3	3	4	4	4	4	—	—	4	9	4	—	[illegible]
83–84	9	[illegible]	6	7	7	7	6	[illegible]	[illegible]	—	—	6	4	5	—	—
84–85	[illegible]	[illegible]	[illegible]	41	33	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	23	[illegible]	[illegible]	—	[illegible]
85–86	[illegible]	[illegible]	26	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	18	[illegible]	[illegible]	—	[illegible]
86–87	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	34	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	4	34	[illegible]	[illegible]	[illegible]
87–88	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	5	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	—	—
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	—	—
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	[illegible]	—	—	—
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	[illegible]
[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	—	—	—

Winter	Isar						Amper			Loisach	Iller			Naab		Regen
	München	Freising	Landshut	Dingolfing	Landau	Plattling	Eschelsbach	Weilheim	Dachau	Sindelsdorf	Kempten	Ferthofen	Kellmünz	Schwandorf	Ettershausen	Nittenau
1850—51	—	5	—	5	—	4	2	—	6	—	—	—	—	—	—	11 (11)
51—52	—	6	11	7	12	12	—	4	7	—	—	—	6	—	—	28 (28)
52—53	—	5	—	—	—	4	—	—	6	—	—	—	—	—	—	—
53—54	—	14	26 (18)	16	28	34 (15)	—	4	33	—	—	—	2	—	—	64 (64)
54—55	—	[illegible]	45 (23)	17	19	29 (7)	3	2	24	—	—	—	—	—	—	112 (112)
55—56	—	10	37 (11)	18 (9)	17 (8)	45 (14)	3	10	15	—	—	—	10	—	—	60 (60)
56—57	—	14	13 (4)	9	6	22	21 (10)	2	16	—	—	—	—	—	—	—
57—58	—	28	66 (42)	32	46	47 (7)	72 (4)	35	—	—	—	82	—	121 (121)	76 (76)	89 (89)
58—59	—	7	15	3	5	10	16	14	—	—	—	—	—	32 (32)	—	49 (49)
59—60	—	21	21 (2)	13	14	15	27	16	26	—	16	15	—	90 (90)	—	56 (56)
60—61	—	20	16	22	20	37 (12)	10	23	14	—	3	11	—	70 (70)	—	64 (64)
61—62	—	—	—	21	28	24	19	21	16	—	21 (20)	15	—	38 (38)	—	36 (36)
62—63	—	—	—	[illegible]	1	1	9	18	—	—	—	—	—	—	—	37 (37)
63—64	29	30	49 (27)	36	32	44 (13)	36	24 (5)	16	—	—	37	—	59 (54)	28 (27)	56 (48)
64—65	—	18	60 (32)	31	34	25	13 ([illegible])	23	20	—		32	—	127 (127)	54 (46)	110 (103)
65—66	—	[illegible]	1	2	2	2	—	13 (5)	6	—	—	24	1	38 (38)	—	36 (34)
66—67	—	3	5	9	9	8	3	7	3	—	—	—	—	25 (25)	—	30 (17)
67—68	—	7	—	11	12	10	10	19	1	—	16 (13)	20	—	92 (52)		25 (21)
68—69	—	9	13 (9)	8	8	12	3	13	—	—	11 (11)	11	—	57 (54)	—	16 (15)
69—70	11	22	26 (12)	25	25	21	5	10	29	—	38 (37)	36	—	108 (102)	16 (10)	—
70—71	22	25	15	19	24	29	12	20	14	—	29 (29)	28	—	83 (76)	—	14 (13)
71—72	16	[illegible]	34 (11)	28	34	38 (27)	11	8	[illegible]	—	45 (44)	42	—	47 ([illegible])	17 (17)	34 (34)
72—73	—	—	—	—	—	—	8	3	3	14	—	—	—	31 (31)	—	—
73—74	7	5	6	5	6	4	23 (5)	3	17 (6)	10 (7)	—	5	6	77 (71)	15	31 (31)
74—75	—	2	—	19	11	11	23 (4)	11	38 (30)	1	—	21	30	83 (83)	57 (47)	108 (108)
75—76	—	12	17	17	24	21	11	15	40 (14)	4	—	9	5	76 (76)	33 (12)	76 (61)
76—77	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	61 (61)	8 (3)	20 (6)
77—78	—	—	5	[illegible]	4	5	7	7	1	7 (2)	—	8	5	47 ([illegible])	13 (7)	57 (52)
78—79	8	9	8	12	11	10	10	13	7	7	—	20	10	59 (59)	27 (4)	65 (54)
79—80	42	50	60 (16)	52 (15)	53 (17)	72 (57)	50 (16)	44	39	52 (36)	11	40	29	59 (59)	67 ([illegible])	63 (45)

Winter	Isar						Amper			Loisach	Iller			Naab		Regen
	München	Freising	Landshut	Dingolfing	Landau	Plattling	Eschelsbach	Weilheim	Dachau	Sindelsdorf	Kempten	Ferthofen	Kellmünz	Schwandorf	Ettershausen	Nittenau
1880—81	12	14	14	5	13	15	7	12	9			7		37 57	27	46 52
81—82	—	5	5	5	5	5		3					9	58 68	8	57 49
82—83	—	—	3			2		2		2		6	8	82 74	[illegible]	36 23
83—84	—	—	—					2				4	4	22 22	13	25 16
84—85	9	16	11	16	1	7	25	22	17	29 11	—	29	27	83 65	16	68 57
85—86	—	—	—	1		2	9	12		5		20	43	118 118	82	103 76
86—87	—	—	—			10	25	17	24	29 9		44	37	80 80	22	102 81
87—88	16	17	21	22	22	22 6	27	22	26	8 2		29	17	92 99	85 21	92 75
88—89	—	—	13	11	1	3	20	15		7		36	24	112 112	11	—
89—90	—	-	10	7	9	6	20	11		5		30	13	102 102	12	—
1850—60	—	13	23	12	14	22	—	9	16		—	—		—		47
60—70	—	11	17	17	17	18	11	17	1		—	19		61		41
70—80	—	12	15	16	17	19	16	12	19		—	17		62	24	47
80—90	—	—	—	8	—	9	13	12			—	21	20	79	18	—
1850—90	—	(12)	(15)	13	(16)	17	(13)	12	(15)	—	—	(19)	—	(67)		(45)

Tabelle IV.

Dauer der Eisbedeckung auf der unteren Donau.

	Stellung	Abgang	Dauer	Stellung	Abgang	Dauer	Stellung	Abgang	Dauer	Stellung	Abgang	Dauer
		1836			1837			1838			1839	
Galatz[1, S. 67])	14. J.	8. F.	24	7. F.	28. F.	22	29. D.	3. M.	65	24. D.	13. M.	80
		1840			1841			1842			1843	
Galatz	12. J.	2. F.	21	17. D.	21. M.	94	26. D.	9. M.	74	—	—	0
		1844			1845			1846			1847	
Galatz	12. J.	27. F.	45	28. D.	23. J	25	—	—	0	15. J.	13. F.	28
		1848			1849			1850			1851	
Galatz	2. J.	1. M.	58	1. J.	22. F.	52	5. J.	4. M	58	1. F.	25. F.	24
		1852			1853			1854			1855	
Galatz	—	—	0	—	—	0	—	—	0	29. J.	15. F.	
										18. F.	26. F.	25
		1856			1857			1858			1859	
Galatz	16. D.	27. J.	42	14. F.	6. M.	20	5 J.	15. M.	69	13. J.	11. F.	29
		1860			1861			1862			1863	
Galatz	—	—	0	11. J.	27. F.	46	16. D.	17. M.	92	7. D.	3. F.	58
Sulina[2, S. 67])						62			93			64
		1864			1865			1866			1867	
Galatz	4. J.	22. F.	49	27. D	31. J.		16 D.	18. J.	33	—	—	0
Sulina			54	16. F.	9. M.	57			5			0
						64						
		1868			1869			1870			1871	
Galatz	27. D.	1. M.	65	24. J.	12. F	19	5. F.	1. M.	23	14. F.	26. F.	12
Sulina			76			35			37			41
		1872			1873			1874			1875	
Galatz	28. D.	1. M.	[illegible]	—	—	0	1. J.	23. F.		12. J.	25. J.	
Sulina			82				4. M	12. M.	60	10. F.		

Tabelle V.

Eintritt, Endtermin und Dauer des Treibeises einiger Stationen an Donau, Inn und Salzach vor 1850.

		Eintritt des Treibeises						Endtermin des Treibeises						Dauer des Treibeises					
		Donau			Inn		Salzach	Donau			Inn		Salzach	Donau			Inn		Salzach
		Günzburg	Ingolstadt	Deggendorf	Rosenheim	Neuötting	Laufen	Günzburg	Ingolstadt	Deggendorf	Rosenheim	Neuötting	Laufen	Günzburg	Ingolstadt	Deggendorf	Rosenheim	Neuötting	Laufen
1820	21	358						426	—		—	—		39	—	—	—	—	
21	22	374						376	—					3	—			—	
22	23	348						396	—					11			—		
23	24	[illegible]						380	—					15	—				
24	25	401						405						6	—				
25	26	371				377		396	—		—	393		18				14	
26	27	370				370		422			—	415	—	30	—	—		26	
27	28	374				374		376			—	385		3	—			5	
28	29	374		—	—	372	—	413	—		—	408	—	27	—	—		36	—
29	30	357	—	—	—	338	—	416	—		—	422		50	—	—		57	
30	31	359	374	—	372	360	394	403	408		398	399	405	22	30	—	14	14	12
31	32	394	366	—	361	361	366	411	416		413	413	373	15	18	—	6	17	03
32	33	[illegible]	369	—	360	350	364	403	403		393	393	385	35	30	—	21	33	14
33	34	—	363	—	—	—	—	—	366		—		—		3	—	—	—	—
34	35	361	369	—	319	349	358	390	389		390	390	409	9	3		9	31	18
35	36	318	345	—	346	345	345	414	420		392	420	411	14	29		36	21	25
36	37	367	365	—	356	366	366	453	409		408	409	432	18	18		27	27	17
37	38	351	349		340	351	350	417	432		416	420	427	43	73		51	57	48
38	39	355	331		347	330	353	401	393		424	404	408	11	21		65	42	25
39	40	376	373		373	373	373	422	431		428	429	426	13	23		23	20	14
40	41	350	331	342	349	344	319	411	425	434	407	407	404	45	67	92	39	47	24
41	42	371	370	367	370	368	372	409	421	427	410	409	408	18	51	61	33	51	22
42	43	384	384	348	370	371		392	393	392	391	392		7	8	15	11	7	
43	44	376	366	376	367	366	376	383	386	406	404	401	382	8	21	22	34	22	6
44	45	340	349	339	349	359	405	435	450	452	441	433	435	28	17	114	49	12	17
45	46	371	368	371	349	348	371	379	382	384	381	391	383	3	14	14	24	22	13
46	47	343	340	348	317	347	348	437	425	426	419	426	436	16	28	37	62	47	18
47	48	366	352	352	352	352	352	401	408	405	406	405	401	39	32	18	46	38	16
48	49	356	356	356	356	356	356	382	393	394	401	381	402	26	28	36	32	26	22
49	50	331	331	331	324	325	377	381	401	399	396	398	398	35	59	61	46	23	10
1821	30	370	—	—	—	—	—	401	—			—	—	20	—	—			
31	40	364	360		353	354	363	413	407		407	408	408	21	25	—	25	26	18
41	50	359	354	353	352	352	367	401	408	409	406	405	405	23	33	49	38	33	15

Zu S. 66.

[1] Nach Jennich's »Uebersicht der Stellung und des Abganges des Eises auf der Donau zwischen den Flüssen Sereth und Pruth« (Übersicht der Witterung in Österreich im Jahre 1861 S. 16). M. Ch. Champoiseau, Comptes Rendus de l'académie des sciences Paris 1875. I. S. 1034 und 35.

[2] Mémoire sur les travaux d'amélioration exécutés aux embouchures du Danube par la Commission Européenne. Appendice II, Galatz 1867 und Mémoire sur l'achèvement des travaux d'amélioration des embouchures du Danube par la Commission Européenne, Appendice II. Leipzig 1873.

Erläuterung zu den Tafeln.

Auf Tafel I. kommen die Temperatur-, Wasserstands- und Eisverhältnisse während des Winters 1879—80 zur Darstellung. Auf der Abscisse ist die Zeit (1 Tag = 1 Theilstrich) aufgetragen. Auf der Ordinate ist für jede Station die Eismenge angegeben; dieselbe ist ausgedrückt durch die Zehntelzahl der Strombreite (Strombreite = 10 Theilstriche). Die Zehntelanzahl der Eisbedeckung ist von unten nach oben aufgetragen und schraffiert. Durch 10 Zehntel der Strombreite sind die Stoßbildungen verzeichnet. Der Wasserstand ist als Curve angegeben: 2 Theilstriche auf der Ordinate sind gleich 1 *m* Wasserstandshöhe; der Pegel 0 Punkt jeder Station befindet sich auf dem zweiten Theilstriche.

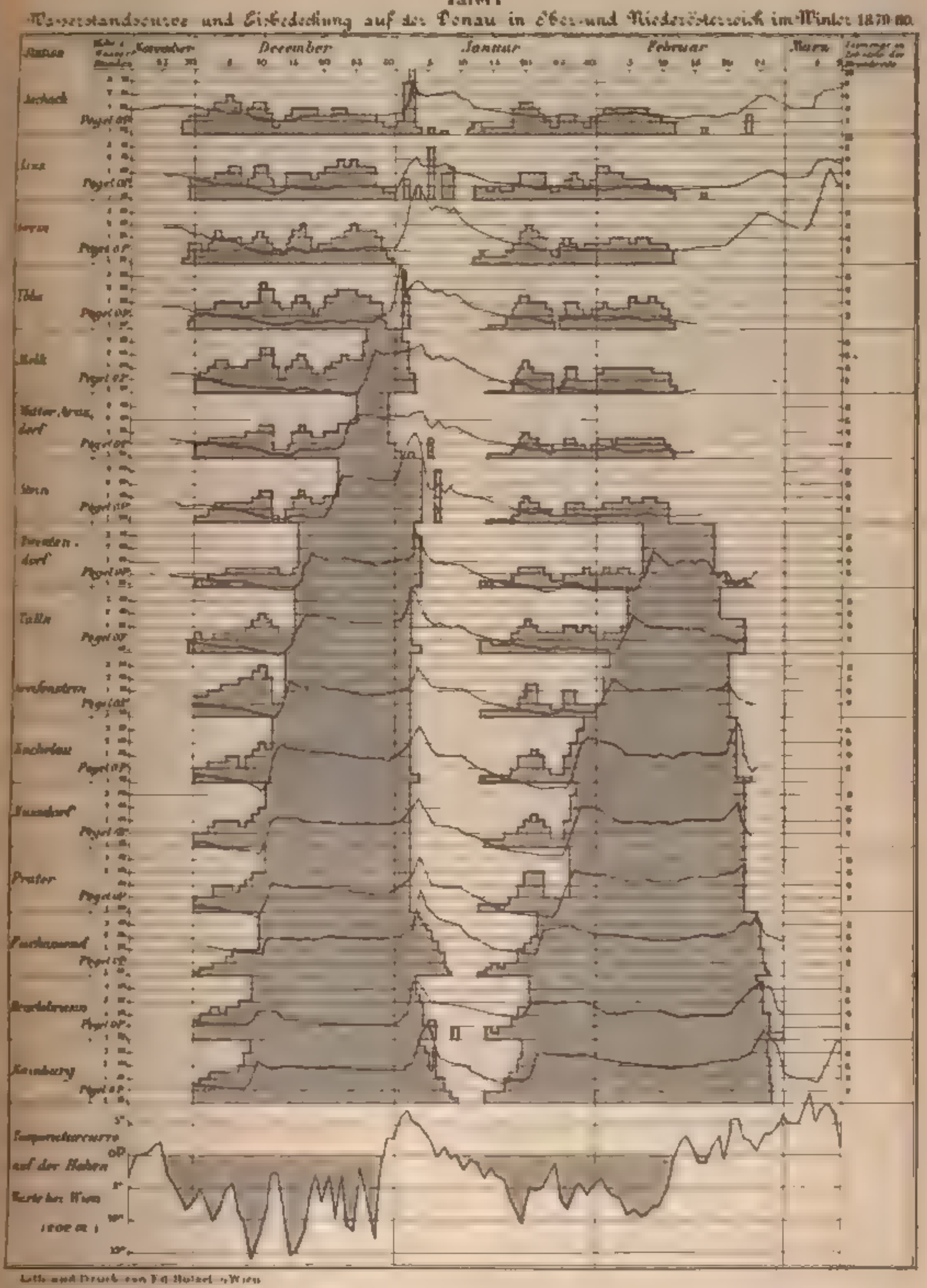
Für die Temperaturcurve bedeutet ein Theilstrich auf der Ordinate 1° C. Die Temperaturen repräsentieren 24stündige Mittel, welche den Beobachtungen der Hohen Warte (202 *m*) bei Wien entnommen wurden.

Auf Tafel II ist die Zahl und Ausdehnung der Eisstöße längs der Donau in der Periode 1851—90 dargestellt.

Auf der Abscisse sind die einzelnen Jahre aufgetragen. Auf der Ordinate, welche die Länge des Donaulaufes von der Illermündung bis Hainburg repräsentiert, sind die Stationen nach ihrer Entfernung von einander eingetragen; 1 Theilstrich = 4 *km*. Die Längenausdehnung der Stöße ist nach demselben Verhältnisse angegeben.

Tafel I

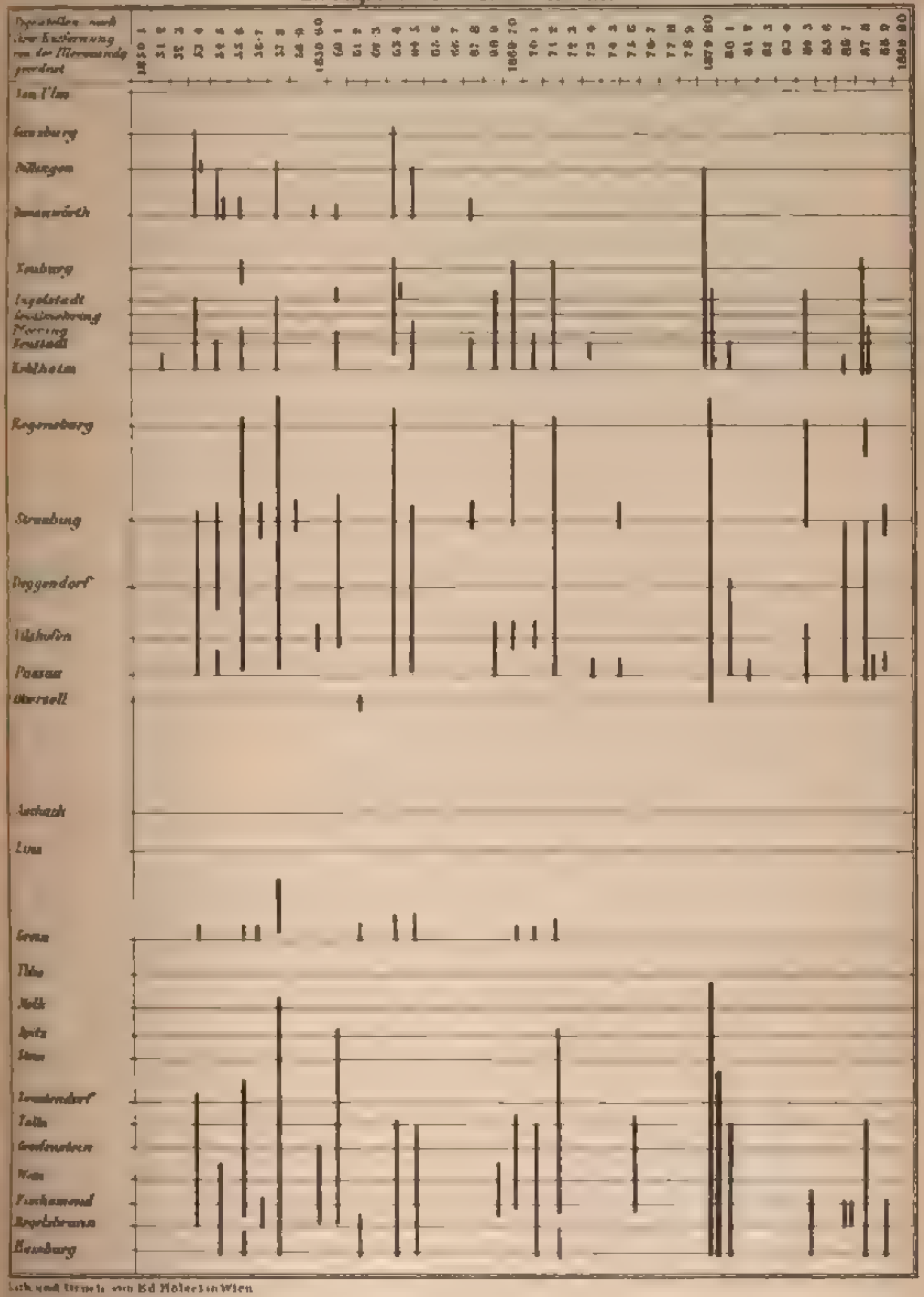
Wasserstandscurve und Eisbedeckung auf der Donau in Ober- und Niederösterreich im Winter 1879-80.



Lith. und Druck von Ed. Hölzel in Wien

Tafel II.

Vertheilung und Ausdehnung der Eisstöße längs der Donau von Ulm bis an die Ungarische Grenze von 1851–1890



Lith. und Druck von Ed. Hölzel in Wien

Die mittleren Erhebungsverhältnisse der Erdoberfläche

nebst einem Anhange

über den wahren Betrag des Luftdruckes auf der Erdoberfläche.

Von

Dr. Franz Heiderich.

Bereits J. A. de Luc[1]) und Laplace[2]) haben die mittlere Höhe des Landes geschätzt, aber erst A. v. Humboldt[3]) hat es zum ersten Male unternommen, mittlere Höhenwerte für die Continente zu berechnen, und seine Arbeit hat in den letzten 20 Jahren mehrere ähnliche zur Folge gehabt. Untersuchungen über die mittleren Erhebungsverhältnisse der gesammten Erdkruste sind in jüngster Zeit von A. de Lapparent, Murray und A. v. Tillo angestellt worden, nachdem die Ergebnisse der neueren Tiefseeforschungen schon früher verschiedene Berechnungen mittlerer Meerestiefen angeregt hatten.

A. de Lapparent gab in seinem 1883 erschienenen »Traité de géologie«[4]) eine Berechnung der mittleren Höhen sämmtlicher Continente und der mittleren Tiefe der Meere. Seine Arbeit wurde vollständig auf Grund der Karten in Stieler's Handatlas ausgeführt. Die Höhen- respective Tiefenstufen maß er mittels Millimeterpapiers aus, und zwar auf dem Lande die Stufen von 200 *m*, 200—500 *m*, 500—1000 *m*, 1000—2000 und über 2000 *m* (bloß bei Asien unterschied er noch eine Stufe von 2000—5000 und eine über 5000 *m*). Jeder Stufe theilte er willkürlich eine mittlere Höhe zu, und zwar: der ersten, in Anbetracht dessen, dass viele Küsten steil zum Meere abfallen, 100 *m*, der zweiten 300 *m*, der dritten 700 *m* und der vierten 1300 *m*, der fünften endlich, je nach dem besonderen Falle bald 2000, bald 2500, bald 3000 *m*. Als mittlere Höhe des gesammten Festlandes fand er auf diese Weise 650 *m*. A. de Lapparent erhielt auch ein Minimalresultat von 500 *m* dadurch, dass er die Höhe der unteren Grenze der Stufe als Höhe für die ganze darüberliegende Stufe gelten ließ, mit einziger Ausnahme der untersten, welcher er die Höhe von 100 *m* beließ. Nach seiner Meinung liegt die mittlere Höhe der Continente sicherlich weit über 500 *m* und wahrscheinlich sehr nahe an 600 *m*. Für die Meeresräume maß de Lapparent die Stufen von 0—1000, 1000—2000, 2000—3000, 3000—4000, 4000—5000, 5000—6000, 6000—7000 *m* und eine solche von über 7000 *m* aus. Jeder derselben gab er die mittlere Höhe aus den Grenzwerthen, der letzten die Höhe von 7500 *m*. Die mittlere Tiefe des gesammten Weltmeeres berechnete er darnach zu 4260 *m*. Die Hauptschwäche der Berechnung der mittleren Landhöhen in der Arbeit von de Lapparent

[1]) Lettres physiques et morales sur l' histoire de la terre et de l' homme. Paris 1779. II. Bd. p. 190.

[2]) »Mécanique céleste«. Bd. V. p. 16.

[3]) Über die mittlere Höhe der Continente in dem Werke »Centralasien«. Deutsch von Mahlmann. I. Bd. Berlin. 1844. Später verbessert in den »kleineren Schriften«. Stuttgart und Tübingen. 1853. Bd. 1.

[4]) Paris, F. Savy. 1883. 1. Auflage 1883. p. 60.

liegt in der willkürlichen Annahme der Mittelhöhen der einzelnen Schichten, welche für alle Continente, für alle Reliefformen Giltigkeit haben soll. Es ist augenscheinlich, dass bei so großen Höhenstufen die mittlere Höhe derselben nur von Fall zu Fall bestimmt werden kann, dass sie für verschiedene Gebiete wesentlich modificiert werden muss. Die große mittlere Tiefe der Meere ferner, welche die mit großer Sorgfalt, theilweise auf Grund von Originalquellen berechnete Zahl von Krümmel[1]) (3438 *m*) fast um ein Drittel übertrifft, beruht theilweise auf einer Überschätzung der mittleren Tiefe der einzelnen Stufen, theilweise aber auch auf einer zu großen Auswerthung des Areales der tiefsten Stufen.

Eine neue Berechnung der mittleren Höhe der Continente und der mittleren Tiefe der Meere lieferte John Murray in seiner Abhandlung: »On the height of the land and the depth of the ocean«.[2]) Murray entwarf eine hypso-bathometrische Globenkarte in Lamberts flächentreuer Projection, bestimmte mittels Planimeters das Areal der einzelnen, von den Isohypsen und Isobathen eingeschlossenen Flächen und verrechnete die sich ergebenden Zahlen nach einem der Kegelstumpfmethode ähnlichen Verfahren. Leider gibt Murray keinerlei Angaben über das Material, auf Grund dessen die Karte hergestellt wurde. Als mittlere Landhöhe fand er 686 *m*, als mittlere Meerestiefe 3800 *m*. Bemerkenswerth ist, dass, wie Penck[3]) zeigte, den Flächenberechnungen Murray's Fehler bis zu 2·5 Procenten anhaften. Beide besprochene Arbeiten durften daher eine neue Untersuchung desselben Gegenstandes nicht als überflüssig erscheinen lassen. Endlich ist noch zu bemerken, dass die in den erwähnten Arbeiten bestimmten mittleren Höhenwerthe für einzelne Continente und mittleren Tiefenwerthe für einzelne Meeresgebiete sich nur zu sehr wenigen Schlüssen geophysikalischer Natur verwenden lassen. Für die Physik der Erde ist vor allem die Kenntnis der zonalen Anordnung der Erhebungs-Verhältnisse wichtig. Es ist demnach nöthig, die Erhebungsverhältnisse der Kruste nach einzelnen Breitenzonen zu bestimmen, die mittlere Höhe des Landes und die mittlere Tiefe des Meeres als »Function der geographischen Breite« zu betrachten. Dadurch lassen sich eine Reihe statischer und meteorologischer Fragen lösen.

In diesem Sinne habe ich 1888 eine Berechnung der mittleren Höhe Afrikas[4]) ausgeführt, und A. v. Tillo[5]) hat eine zonale Berechnung der mittleren Höhe des Landes und der mittleren Tiefe des Meeres für die gesammte Erde veröffentlicht, während nachfolgende Arbeit schon in Ausführung begriffen war. Die v. Tillo'sche Arbeit wurde auf der vorhin angeführten Globenkarte von J. G. Bartholomew, die Murray's Arbeit beiliegt, durch planimetrische Ausmessung der einzelnen Höhenstufen ausgeführt. Die gewonnenen Zahlen wurden nach der graphischen Methode Penck's[6]) verwerthet. Dass v. Tillo trotz der verschiedenen Rechnungsmethode für die mittlere Höhe des Landes und die mittlere

[1]) Versuch einer vergl. Morphologie der Meeresräume. Leipzig 1879.

[2]) The Scottish Geographical Magazine 1888. Vol. IV, p. 1.

[3]) Petermann's Mittheilungen 1889. p. 17. Seither bestätigt durch Hugh Robert Mill. Vergl. Scottish Geogr. Magazine 1890. p. 182.

[4]) Petermann's Mittheilungen 1888. p. 209.

[5]) »Die mittlere Höhe der Continente und die mittlere Tiefe der Oceane der nördlichen und südlichen Hemisphäre und die Abhängigkeit der mittleren Höhe des Landes und der mittleren Tiefe des Meeres von der geographischen Breite.« Istwestjia Bd. XXV. 1889. p. 113. Zum Theil auch in Petermann's Mittheilungen 1889. p. 48.

[6]) Siehe Petermann's Mittheilungen. p. 213.

Tiefe des Meeres dieselben Resultate findet wie **Murray**, wird von dem Verfasser selbst als Zufälligkeit gedeutet. Zu bemerken ist vor allem, dass die hypso-bathometrische Karte von **Bartholomew** in einem so kleinen Maßstabe (circa 1 : 130,000.000) publiciert ist, dass man wohl die Frage aufwerfen muss, ob auf derselben noch Messungen mit einiger Genauigkeit möglich seien. Überdies ist sie nicht einwandfrei. So wurde z. B. auf Grönland als höchste Isohypse nur die von 3000 feet gezogen. Centralasien ist nicht völlig unseren jetzigen Kenntnissen entsprechend gezeichnet, auf der australischen Halbinsel Arnhemland wurde ein höheres Plateau gar nicht berücksichtigt etc.

Eine neue Bestimmung der mittleren Höhe der Kruste durch Verwerthung des reichlichen Quellenmaterials ist daher keineswegs unnöthig. Diese Überlegung veranlasste vorliegende Abhandlung. Für die Anregung zu derselben, für die vielfachen Andeutungen und thatkräftige Unterstützung bei ihrer Abfassung, fühle ich mich meinem geehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. **Albrecht Penck**, zu größtem Danke verpflichtet. Das Quellenmaterial ließe sich vielleicht zu einer hypso-bathometrischen Erdkarte in flächentreuer Projection verarbeiten, um auf Grund dieser die weiteren Berechnungen und Messungen auszuführen. Aber unsere Kenntnis der Höhen- und Tiefenverhältnisse der Erde ist für manche Gebiete noch eine solch' lückenhafte, dass die Construction der Höhen- und Tiefencurven nur mit großer Freiheit erfolgen kann. Da ferner diese Curven auf einer Erdkarte nur in bedeutenden Vertikalabständen gezogen werden können, unterliegen die darauf basierenden Berechnungen nach allen Methoden einer großen Unsicherheit. Die durch lange, mühsame Vorarbeiten erzielte scheinbare Genauigkeit der Endresultate ist eine trügerische. Zudem können neuere Forschungsergebnisse entweder gar nicht oder nur mühsam in die Rechnung nachgetragen werden. Aus diesen Gründen habe ich mich entschlossen, das Material zur Construction von **Profilen** zu verwerthen und daraus unter Befolgung einer bereits von **A. v. Humboldt**[1] und **Chavanne**[2] benützten Methode die mittleren Erhebungsverhältnisse herzuleiten. Die Profile wurden von je 5 zu 5 Breitegraden gezeichnet. Im Norden konnte mit einiger Genauigkeit noch bis zum 80. Grad nördl. Br. gegangen werden, doch musste das unerforschtes Gebiet der Streifen zwischen 60—180 Grad westlicher Länge v. Gr. hypothetisch gezeichnet werden. Im Süden gieng ich bis zum 75. Breitengrade, doch ist dabei nachdrücklichst zu bemerken, dass die Zeichnung auf den beiden letzten Profilen (70° und 75° südl. Br. fast rein hypothetischer Natur ist. Es wurden demnach im Gesammten 32 Profile und zwar in einem Längenmaßstabe 1 : 20 Mill. entworfen. Die Parallelkreise wurden als gerade Linien gezogen und auf diesen die Meridiane von 10° zu 10° aufgetragen. Es ist dies dasselbe Verfahren, das bei der Sanson-Flamsteed'schen Projection platzgreift. Die Länge der Grade auf den verschiedenen Parallelkreisen wurden **Wagner's** Hilfstabellen über »die Dimensionen des Erdsphäroids nach **Bessel's** Elementen«[3]) entnommen. Am Äquator ist ein Grad 111.3 *km*; für mein Profil bei einem Maßstabe von 1 : 20 Mill. betrug daher die Länge eines Äquatorgrades 55.7 *mm* und die Länge des gesammten Äquators 2 *m*. Am 45. Grad ist die Profillänge noch 1·42 *m*, am 80. Grad nur mehr 0·35 *m*. Die

[1]) A. a. O.

[2]) Josef **Chavanne**, Die mittlere Höhe Afrikas. Mittheilungen der k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien 1881. p. 340.

[3] Geogr. Jahrbuch III. Bd. Gotha 1876

vertikalen Erhebungen und Vertiefungen mussten, um zum Ausdrucke zu kommen, in einem viel größeren Maßstabe genommen werden. Es wurde zu diesem Zwecke 200 *m* Höhe gleich 1 *mm* gesetzt. Die Länge der Profile verhält sich demnach zu deren Höhe wie 1 : 100. Würde man nicht zu dieser Überhöhung greifen, so verschwänden auf den Profilen fast alle Niveaudifferenzen der Erdkruste; der Gaurisankar z. B. hätte nur eine Höhe von 0·88 *mm*. Jeder einzelne Parallelkreis wurde überdies in sechs Abschnitte von je 60 Graden, vom Meridian von Greenwich nach Ost und West gerechnet, eingetheilt. In jedem dieser Sechziggrad-Abschnitte wurde erst die Fläche des über der Niveaulinie befindlichen Landes, sowie die des darunterliegenden Meeres mit dem Polarplanimeter sorgfältig ausgemessen. Hierauf wurde mittels Maßstabes die Längenerstreckung des Landes und des Meeres bestimmt. Die Flächen und die Längen der Zeichnung lassen sich leicht in jene Größen verwandeln, die ihnen in der Natur wirklich zukommen. Ist F die Fläche, L die Länge des ausgemessenen Profilstückes, so ist die mittlere Höhe desselben $H = F \cdot L$ und $F = HL$. Für L entspricht 1 *mm* der Zeichnung 20 *km* der Natur, für H 1 *mm* der Zeichnung 200 *m*, daher ist 1 mm^2 gleich $20 \times 0 \cdot 2 = 4\ km^2$. Der in Quadratmillimeter ausgemessene Flächeninhalt der einzelnen Profilstücke muss daher einfach mit 4 multipliciert werden, um seinen wirklichen Flächeninhalt in km^2 zu erhalten. Die wirklichen Längenverhältnisse in Kilometer dagegen ergeben sich, wenn man die in Millimeter gemessenen Längen der Zeichnung mit 20 multipliciert. Die bezüglichen Werthe der einzelnen Sechziggradstreifen wurden nun addiert und auf diese Weise die Flächen des Land- und des Meerprofiles, ferner die Längenerstreckung des Landes und des Meeres für den gesammten Parallelkreis erhalten. Durch Division der Fläche des Landprofiles durch dessen Längenerstreckung erhält man die mittlere Höhe des Landes, durch dasselbe Verfahren mit den respectiven Werthen die mittlere Tiefe des Meeres.

Von Interesse ist es auch zu wissen, wie hoch über oder wie tief unter dem Meeresspiegel das ausgeglichene Parallelkreisprofil zu liegen kommt. Man muss zu diesem Zwecke von den beiden gemessenen Flächen, der Profilfläche des Landes und der des Meeres, die kleinere von der größern abziehen und die Differenz durch die gesammte Länge des Parallels dividieren. — Der Controle halber wurde eine zweite Messung vorgenommen. Es wurde nämlich in einem Abstande von 6000 oder 7000 *m* unter dem Meeresniveau eine Linie gezogen und die gesammte darüberliegende Fläche, welche nach oben von der Profillinie des Landes- und Meeresbodens, seitlich von den in den Eckpunkten errichteten Senkrechten begrenzt war, ausgemessen. Diese Fläche durch die Grundlinie des Sechziggradstreifens dividiert, ergab die mittlere Höhe der Kruste über dem angenommenen Niveau, so dass durch Differenzbildung die mittleren Niveauverhältnisse in Bezug auf den Meeresspiegel direct gewonnen wurden.

Die vorliegende hypso-bathometrische Literatur ist sehr ungleichwerthig. Während die Staaten Europas, von der Balkanhalbinsel zum großen Theile abgesehen, und die Vereinigten Staaten Nordamerikas bereits in das Zeitalter der Vermessungen und topographischen Aufnahmen getreten sind, hat für andere Gebiete der Erde das Zeitalter der Entdeckungen erst begonnen. Im Folgenden will ich, von einer vollständigen Anführung absehend, die wichtigsten Hilfsquellen erwähnen, welche ich zur Zeichnung der Profile benützte.

1. Polargebiete. Über die zahlreichen Reisen in die Nordpolar-Gebiete Amerikas ist zwar in den früheren Bänden des J. R. G. S.[1] und in P. M.[2] ein reiches Material publiciert, doch beschränkt sich dieses größtentheils auf Angaben der Routen, sowie Festlegung der Grenzen des Landes. Aus den dürftigen hypsometrischen Angaben über die nordamerikanische Inselwelt geht hervor, dass sich dieselbe nur sehr wenig über das Meeresniveau erhebt, selten über 500 *m* ansteigt und ein eintöniges flaches Bodenrelief besitzt. Auch die Meerestiefen sind größtentheils sehr gering. Bedeutende Erhebungen finden wir auf Grönland, dem Grinell- und Grantlande. Grönland wurde hauptsächlich nach den Berichten von Nordenskiöld[3] und Nansen[4] gezeichnet. Für Island wurde eine Karte in den P. R. G. S. Bd. VI.[5], für Spitzbergen P. M. 1884 T. 6 und P. R. G. S. XLIII., für Franz Josefsland Payers »Endgiltige Karte von Franz Josefsland« in P. M. 1876 T. 11 und B. Leigh Smith's Karte in P. R. G. S. 1888 p. 464, für Nowaja-Semlja vorzüglich die Karte in P. M. Ergänzungsheft 21 Jahrg. 1867 benützt. — Weit schlechter als um die Kenntnis des arktischen steht es um die Kenntnis des antarktischen Gebietes. Unser geringes Wissen findet sich am besten dargestellt auf der South-Polar-Chart der englischen Admiralität. Auf Grund dieser Karte hat J. G. Bartholomew eine schöne »South-Polar-Chart, showing heights of land and depth of seas«[6] gezeichnet, auf welcher die vermuthlichen Grenzen des antarktischen Landgebietes nach der Angabe Murray's eingezeichnet sind. Obwohl dieselben durchaus hypothetischer Natur sind, habe ich sie doch beim 70 Grad, den ich mit in Berechnung zog, sowie beim 75. Grad vollständig acceptiert, da ich es für besser erachte, mich einer gegebenen Hypothese anzuschließen, als derselben eine neue, nicht besser begründbare entgegenzustellen. In dem Endresultate wird sich übrigens diese Unsicherheit des 70. Grad wenig fühlbar machen.

2. Europa. Für Europa konnte das in Stieler's Handatlas niedergelegte Material bei dem verhältnismäßig kleinen Maßstabe meiner Profile als vollständig genügend angesehen werden. Eine Ausnahme wurde nur bei Russland gemacht, indem ich dasselbe nach russischen Quellen bearbeitete, und zwar wurden benützt: Die »Karte der Höhen des europäischen Russlands«, zusammengestellt auf Befehl des Communicationsministers von Alexis v. Tillo, k. Generalmajor im Generalstab. Petersburg 1884 (russ.). Ferner wurde theilweise zu Rathe gezogen die hypsometrische Karte Russlands in dem »Versuch eines statistischen Atlas des russischen Reiches« von A. Iljin, Oberst im Generalstab Petersburg 1874 (russ.). Für die Balkangebiete endlich wurde die österreichische Karte des »Europäischen Orients« im Maßstabe 1 : 2,000.000 verwerthet.

3. Asien. Wie groß auch die hypsometrische Angaben enthaltende Literatur über diesen Continent ist, so muss doch unsere Kenntnis einiger Gebiete als sehr lückenhaft bezeichnet werden. Sibirien wurde größtentheils nach der großen russischen Iljin'schen »Karte des asiatischen Russlands« angefertigt. Im Norden ist dieselbe äußerst spärlich mit Höhenangaben versehen. Das Terrain ist durchwegs überaus

[1] Abkürzung für Journal der Royal Geogr. Society, in London.
[2] Abkürzung für Petermann's Mittheilungen.
[3] Grönland, seine Eiswüsten im Innern und seine Ostküste v. Ad. Erik Freiherrn v. Nordenskiöld, Leipzig, Brockhaus 1886.
[4] Verhandlungen d. Ges. f. Erdk. in Berlin. Bd. 15 p. 469.
[5] Abkürzung für Proceedings der Royal Geogr. Society.
[6] Scott. Geogr. Magazine 1886.

dürftig behandelt. Nichtsdestoweniger ist dies noch immer die beste Karte, welche wir für dieses Gebiet haben. Die Berichtigungen Nordenskiöld's wurden natürlich vollständig acceptiert.[1]) Für Sachalin ergab sich Wenjukow's Karte in J. R. G. S. 1872. Turkestan wurde nach Stubendorf's »Karte des turkestanischen Militärbezirkes in 12 Blättern 1877 (russ.) gezeichnet, Japan nach einer hübschen Karte im Maßstabe 1 : 2.930.000, welche J. J. Reins trefflichem Werke über Japan beigegeben ist und nach Hassenstein's Atlas von Japan[2]). China wurde, soweit dies möglich war, nach v. Richthofen's »Atlas von China«[3]) gezeichnet. Loczy's Karte von China[4]) ist durch die Angaben auf der Reiseroute des Grafen Szechenyi von Werth. Für das südliche China gaben einige dürftige Anhaltspunkte: B. Hassenstein's »Karte des südwestlichen Theiles von China« P. M. 1883, T. 1, ferner Kreitner's Karte: »Graf Szechenyi's Reiseroute von Sajang bis Bamo« P. M. 1881 T. 12. Für Formosa wurde eine Karte in P. R. G. S. I. p. 79 benützt. Hinterindien wurde fast ausschließlich nach Karten der Londoner Proceedings gezeichnet, und zwar nach Bd. X, p. 260, Bd. VIII, p. 64 und 544 und Bd. IV, p. 436. Vorderindien wurde nach einem kleinen hypsometrischen Kärtchen: »India physical features« in d. Scott. Geogr. Mag. 1888 dargestellt, die Sundainseln ausschließlich nach dem schönen neuen Atlas »Der Nederlandsche Besittingen in Oost-Indie 1883—85«. Für die Philippinen fand sich Dumans Karte zu Blumentritts Darstellung der ethnographischen Verhältnisse der Philippinen. P. M. Ergänzungsh. 67, 1882. Für die Zeichnung des Hochlandes von Iran wurde Petermann's »Originalkarten von Persien und den Nachbarländern« in P. M. 1878. T. 25 benützt unter Beobachtung der Berichtigungen in J. R. G. S. 1876, p. 63, P. R. G. S. 1881, p. 576 und P. R. G. S. 1879, p. 224. Für Kleinasien gab Petermann's Höhenschichtenkarte in P. M. 1875, T. 13 die Grundlage. Auch die russische Karte Stebnitzky's der asiatischen Türkei wurde zu Rathe gezogen.

Sehr dürftig ist die Literatur über Arabien; namentlich über die Gestaltung des südöstlichen Theiles ist man ganz im Unklaren. Von Karten, welche ich benützte, seien hervorgehoben: Hassenstein's Karte von Nordarabien P. M. 1881, T. 11. »Map of Northern- and Centralarabia to ill. Mr. Blunts paper« P. R. G. S. II, p. 144, ferner Glaser's Karte in P. M. 1886 und dessen Berichte in den Schriften der Wiener Geogr. Gesellschaft 1887 p. 18 und 77. — Die überaus rege Erforschung Centralasiens hat eine reiche Literatur zur Folge, über welche P. M. und die Schriften der Londoner Geogr. Gesellschaft vornehmlich berichten. Die neuesten Karten über Centralasien, nach welchen ich hauptsächlich arbeitete, sind: »Central-Asia« P. R. G. S. Bd. X, p. 612 und 748; Carl Schmidt's »Karte von Centralasien zur Übersicht der Reisen Przewalsky's mit Berücksichtigung der Reisen von Regel, Younghusband, Carey, Michaelis.« P. M. 1889. T. 2. »Map of Tibet« P. R. G. S. Bd. IX, p. 330. Außerdem wäre noch anzuführen: P. M. 1883, T. 9. P. M. 1876, T. 1. P. R. G. S. II, p. 144. Die Pamirgebiete habe ich nach der hypsometrischen Karte, welche Geiger's Arbeit[5]) beiliegt, gezeichnet, die mächtigen Gebirgszüge des Himalaya endlich

[1]) Vergl. Hassenstein's »Karte von Nordasien östlich der Lenamündung mit den Berichtigungen nach Nordenskiöld's Aufnahmen.« P. M. 1879 T. 17.

[2]) Gotha Justus Perthes 1887. — [3]) Berlin Dietrich Reimer 1885.

[4]) A Khina Birodalom, Loczi Lozy Lajos Budapest 1886.

[5]) »Die Pamirgebiete.« Geogr. Abh. Herausgeg. von A. Penck, Bd. II, H. 1, Wien 1887, Ed. Hölzel.

nach der mit sehr vielen Höhenziffern ausgestatteten Karte: »The Mountain System of the Himalaya« P. R. G. S. Bd. VI.

4. **Afrika** wurde ausschließlich nach der Habenicht'schen Specialkarte von Afrika im Maßstabe von 1 : 4.000.000 und der zu derselben erschienenen Höhenschichtenkarte 1 : 25,000.000 gezeichnet.

5. **Nordamerika.** Unsere Kenntnis der arktischen Regionen Nordamerikas, wie auch des gesammten britischen Nordamerika ist noch eine überaus lückenhafte. Von Karten, welche mir zur Darstellung einzelner Gebiete einige Anhaltspunkte boten, wären zu nennen: Die Karte zu Petitots langjährigen Forschungen im Bull. de la Société de géogr. 1875. »British North-America, North-West Territory, District of Athabasca by Petitot« P. R. G. S. V, p. 688. »Map of Alasca, Southern Part« P. R. G. S. Bd IX, p. 330. Die Karte der amerikanisch-canadischen Grenzcommission von 1872—74. J. R. G. S. 1876. »Die Region der canadischen Seen«, Zeitschrift für Erdkunde, Berlin, Bd. VIII, 1860. »Vancouver« in P. M. 1869 T. 1 und Nordwestamerika P. M. 1869. T. 19. — Die Vereinigten Staaten von Nordamerika wurden ausschließlich nach der »Hypsometric Sketch of the United-States« in the Tenth Census of the U.-St. 1880. (population) verfertigt.

6. **Centralamerika.** Für dieses Gebiet und die westindischen Inseln wurden außer den Karten aus Stielers Handatlas benutzt: Eine hypsometrische Karte der Umgebung von Mexico bis Veracruz«, Zeitschr. f. allg. Erdk. Berlin 1862. »C. Deweys Aufnahmen der californischen Halbinsel und der mexicanischen Küsten« P. M. 1875. T. 6. Der Isthmus von Panama P. M., Ergh. 5. 1860. — Costarica P. M. 1877. T. 18. Karte der Halbinsel Yukatan P. M 1879. T. 2 und die Karte der Insel Haiti P. M 1874. T. 17. Für Mexiko wurde auch Skobels Karte in den Deutschen geographischen Blättern berücksichtigt.

7. **Süd-Amerika.** Vielfach griff ich hier nach der trefflichen Sechsblattkarte Süd-Amerikas in Stieler's Handatlas, welche eben in neuester Auflage erschienen war. Benützt wurde ferner: Dr. W. Sievers's »Originalkarte der Venez. Cordilleren« in dessen Werke Venezuela, Hamburg 1888. Die Karte der Sierra de Santa Marta in der Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. in Berlin 1888. Das Bergland von Guyana im Bull. de la Société de géogr. 1886. — Für die Darstellung Brasiliens leistete einige Dienste die »Physical. Map Brazil« by Wells in P. R. G. S. VIII p. 416. Eine treffliche Karte ist »the Map of Bolivia« P. R. G. S III p. 488.[1]) Argentina wurde, so weit es anging, nach dem neuen »Atlas de la Republica Argentina, Buenos-Aires 1886« gezeichnet.[2]) Für Chile lag vor Petermann's Karte von Chile P. M. 1870, T. 3 und 4 »Karte der Salzwüste Atacama und des Grenzgebietes zwischen Chile, Bolivia und Peru« P. M. 1879, T. 16, Petermann's Höhenschichtenkarten der bolivianischen Anden P. M. 1875, T. 3 und 4, endlich die Karte von Südchile P. M. 1880. T. 8. Für Patagonien wurde benützt: Die Karte in P. M. 1882, T. 3 und die Karte zu Moreno's Erforschung eines Theiles von Patagonien P. M. 1879. T. 22.

8. **Australien.** Auch bei diesem Continente weist unsere Kenntnis noch viele und große Lücken auf. Vielfach zeichnete ich nach der Karte von Australien in Stieler's Handatlas, im Maßstabe von 1 : 10.000.000 mit Südost- und West-Australien, Tasmanien und Neuseeland im Maßstabe von 1 : 5,000.000. Für die Gruppierung und den Verlauf

[1]) Vergl. Originalkarte v. Bolivia. P. M. 1865 T. 10

[2]) Vergl. ferner: Petermann's Karte von Argentina. P. M Ergh. 39. 1875.

der Kämme der Australalpen gab Lendenfeld's Arbeit in P. M. Ergh. 87, Jahrg. 1887 einige Anhaltspunkte. Ferner wurde benützt: »Nordwest-Australien und Timormeer P. M. 1881, T. 6.« »Physical Sketch Map of North-West-Australia« by Bartholomew. Scott. Geogr. Magazine 1885. Für Neu-Guinea: »New Guinea to ill. the paper by Trotter« P. R. G. S. VI p. 244. »Das Südostende von Neu-Guinea«. P. M. 1874, T. 5., endlich »Map of Eastern New-Guinea« J. R. G. S. Bd. XLV p. 153.

9. Oceane. Die Tiefenverhältnisse der Oceane wurden auf Grund der trefflichen britischen Admiralitätskarten gezeichnet, welche auf dem Laufenden erhalten werden und auf deren neuesten Ausgabe, die ich benützte, bereits die Lothungen der »Egeria« im indischen Ocean eingezeichnet sind.[1] Die Lothungen, welche in P. M. Jahrg. 1889 und in den Annalen der Hydrogr. und maritimen Meteorologie, Jahrg. 1889 publiciert sind, wurden sämmtlich berücksichtigt.

Obwohl in der Combination der gelotheten Tiefen völlig selbstständig vorgehend, nahm ich doch Einsicht in die bezüglichen bathymetrischen Karten, u. zw. seien genannt: »Petermann's Tiefenkarte des großen Oceans«, P. M. 1877, T. 7. Mohn. »Die Tiefenverhältnisse des europäischen Nordmeeres«, P. M. Ergh. 63. Krümmel: »Tiefenkarte des indischen Oceans«, Zeitschr. f. wissensch. Geogr. Bd. II. 1881. Krümmel. »Tiefenkarte des austral-asiatischen Mittelmeeres«, Zeitschr. f. wissensch. Geogr. Bd. III. 1882. Tiefenkarte des nordatlantischen Oceans von 0° bis 60° N. Br. in Stieler's Handatlas; J. G. Bartholomew's Karte des indischen Oceans im Scott. Geogr. Magazine, 1887; ferner dessen bereits erwähnte South-Polar-Chart, endlich die Tiefenkarte des indischen Oceans in P. M. 1889, T. 10.

Die Ausmessung der nach diesem Material gearbeiteten Profile ließ eine verschiedene Verwerthung zu, u. zw.:

1. Zur Bestimmung der Längenerstreckung von Wasser und Land auf den einzelnen Parallelkreisen, wobei sich Gelegenheit bot, die von Forbes, Dove, Penck und v. Tillo gewonnenen Zahlen zu controlieren;

2. zur Bestimmung des Flächeninhaltes von Wasser und Land in den einzelnen Zonen und Zonenabschnitten,

3. zur Berechnung der mittleren Erhebungsverhältnisse der Kruste in zonaler Anordnung, wobei sich zugleich Gelegenheit bot, die mittleren Höhenverhältnisse von Wasser- und Landoberfläche, sowie des Gewichtes von Kruste und Meeren über einem gewissen Niveau zu berechnen, so dass Material

4. für einen Anhang, einer Untersuchung über den wahren Luftdruck auf der Erdoberfläche gewonnen wurde. Schließlich wurden

5. anhangsweise auch die Daten über die mitteren Höhen der einzelnen Continente, sowie deren Längserstreckung auf den Parallelen von 5° zu 5°, deren Areal und mittlere Höhe nach 10° Zonen zusammengestellt.

[1] Vergl. Annalen der Hydrographie und maritimen Meteorologie 1888, p. 330.

1. Längenerstreckung von Wasser und Land auf den einzelnen Parallelkreisen.

Die Vertheilung von Wasser und Land ist in klimatischer Beziehung eine äußerst wichtige Frage, da sich an dieselbe die Verbreitung der Wärme, sowie die Bewegung der Atmosphäre auf's engste anschließt. Deutlicher als auf Globen- und Erdkarten in Mercator's Projection tritt das Verhältnis des Festen und Flüssigen vor Augen, wenn man die respectiven Längenerstreckungen auf verschiedenen, gleich weit von einander entfernten Parallelkreisen bestimmt. James D. Forbes hat dies im Jahre 1850 in seiner Abhandlung »Inquiries about Terrestrical Temperature«[1]) zum erstenmale versucht, indem er die bezüglichen Strecken auf einem Globus ausmaß, und zwar auf Parallelen in je 10° Abstand. H. W. Dove[2]) bestimmte die Längenerstreckung des Landes und des Meeres auf den einzelnen Parallelkreisen von fünf

Tabelle I.

Längenerstreckung des Landes auf den einzelnen Parallelkreisen in Kilometer.

Parallel	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80° N. B.	—	430	790	310	—	—	1530
75	—	840	1100	60	780	160	2940
70	880	1350	1200	400	2000	1670	7500
65	2400	2140	1020	1640	2830	[illegible]	13060
60	2240	1960	70	2300	3340	2280	12190
55	830	3560	420	2700	3820	1040	12870
50	450	3790	120	4230	4300	[illegible]	14510
45	310	4450	100	4100	4730	1380	15070
40	310	3920	760	3460	5110	620	14180
35	60	4010	480	3390	5430	740	14110
30	—	2660	900	5540	5780	150	15030
25	10	1350	1580	5080	5310	170	13500
20	90	1580	1720	5720	3180	—	12290
15	—	1000	1890	5100	1810	200	10020
10		1620	1560	5580	580	230	9570
5	—	1930	1370	4720	980	—	9200
0	—	2270	1060	3820	1440	80	8670
5° S. B.	—	2330	2760	3000	300	1080	9470
10	110	1990	2600	2890	—	500	8090
15	70	1660	2240	3350	—	1480	8800
20	120	1070	2070	2670	40	2960	8930
25	20	1060	1240	2220	620	3280	8440
30	—	1100	960	1320	480	3180	7040
35		1130	340	-	170	1280	2920
40		980			—	220	1200
45	—	670	-			310	980
50	—	450	—		-	—	450
55		250	—		—	—	250
60		—	—		—	—	—
65	-	200		-	—	—	200
70	—	110		—	470	1910	2490

[1]) Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Bd. XXII. p. 75.

[2]) »Über die Verhältnisse des Festen und Flüssigen auf der Erdoberfläche.« Zeitschr. f. allg. Erdk. Berlin 1862 p. 111.

zu fünf Graden auf einer Erdkarte im Mercator's Projection. Neue Zahlenwerthe nach eigener Ausmessung gab Prof. Penck in seinen Vorlesungen »Über Morphologie der Erdoberfläche.« [1] (Wintersemester 1888 bis 1889). Endlich hat Generalmajor v. Tillo kürzlich in seiner bereits erwähnten Arbeit diesbezügliche Werthe publiciert für Parallelkreise, welche in einem Abstande von je 10' Breite liegen.

In den Tabellen I und II (S. 79 und 80) sind die unmittelbaren Ergebnisse meiner Ausmessung mitgetheilt. Tab. III (S. 81) gibt die von den einzelnen Autoren gefundenen Ziffernreihen für die relative Längenerstreckung des Landes im Vergleiche mit meinen Resultaten

Tabelle II.

Längenerstreckung des Meeres auf den einzelnen Parallelkreisen in Kilometer.

Parallel	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80° N. B.	1160	730	390	850	1160	1160	5450
75	1730	890	630	1670	950	1570	7440
70	1410	940	1090	1890	290	620	6240
65	430	690	1810	990	—		3920
60	1100	1380	3270	1040		1060	7850
55	2990	260	3400	1120		2280	10050
50	3850	510	4180	70		2680	11290
45	4120	280	4630	630		3850	13510
40	1810	1200	4960	1680	10	4580	16540
35	5420	1470	5000	2110	50	4740	18790
30	5780	3120	4880	240	—	5630	19650
25	6050	4710	4180	980	750	5890	22560
20	6190	4700	4560	560	3100	6280	25390
15	6450	5450	4560	1330	4640	6250	28680
10	6680	4960	5020	1000	6000	6350	30010
5	6750	4720	5280	1730	5670	6650	30800
0	6680	4430	5640	2880	5280	6450	31360
5° S. B.	6650	4320	3890	3640	6350	5570	30420
10	6470	4590	3980	3690	6580	6080	31390
15	6680	4780	4200	3100	6150	4970	29880
20	6160	5210	4210	3610	6200	3320	28710
25	6040	5000	4820	3840	5140	2780	27920
30	5780	4680	4820	4160	5300	2600	27640
35	5480	4350	5140	5480	5330	4200	29980
40	5120	4140	5120	5120	5100	4900	29500
45	4730	4060	4730	4730	4730	4420	27400
50	4300	3850	4300	4300	4300	4300	25350
55	3820	3570	3820	3820	3820	3820	22670
60	3340	3340	3340	3340	3340	3340	20040
65	2830	2630	2830	2830	2830	2830	16780
70	2290	2180	2290	2290	1820	380	11250

Wie ersichtlich, gibt die Tabelle von Forbes fast durchwegs zu kleine Werte gegenüber den neueren Messungen. Am 70. Grad N. Br. gibt sie um 6.3%, am 60. Grad N. B. um 4%, am 40. Grad N. B. um 1.7%, am 20. Grad N. B. um 1.8% und am 20. Grad S. Br. um 1.2% geringere Werthe als meine Ausmessungen; v. Tillo's Zahlen nähern sich den von Dove, Penck und mir gefundenen. Sicherlich zu gering ist seine Ziffer für den 65. Grad N. B., nämlich 41% der Gesammtlängenerstreckung des Parallels, d. i. um 5.9% weniger als meine Ausmessung ergab. Die übrigen drei Ziffernreihen zeigen im allgemeinen eine recht erfreuliche Überein-

stimmung. Ganz falsch bei Dove ist die Angabe für den 40. Grad N. B. zu 37.2%, während nach wiederholten Messungen Penck 45.7% und ich 46.2% fanden. Groß ist ferner die Differenz zwischen meinen und Dove's Zahlen auf dem 50. Grad N.B. (Differenz 2.5%), auf dem 45. Grad N. B. (Differenz 3.5%) und endlich auf dem 30. Grad N. B. (Differenz 2.1%) Zu bemerken ist, dass beim 40. und 45. Grad N. B. Dove den Kaspi-See sammt Aralsee zum Meere hinzugeschlagen haben dürfte, während ich beide zum Lande rechnete, daraus aber werden nur Differenzen von 1% bei 40° N, von 2.8% bei 45° N, erklärlich. Vom 25. Grad N.B an nach Süden zu stimmen die drei Procentreihen fast völlig überein. Aus dieser Tab. geht hervor, dass das Land vom 65. Grad N. B. gegen Süden

Tabelle III.

Längenerstreckung des Landes in Procenten des Gesammtumfanges des Parallels.

Parallel	Forbes	Dove	Penck	Heiderich	v. Tillo.
80° N.	?	?	23·1	21·9	—
75	28.6	26·5	27.5	28.3	29
70	48.3	54.3	53.2	54.6	—
65	—	76.2	77.9	76.9	71
60	56.8	60.9	61.0	60.8	—
55	—	54.9	55.9	56.1	57
50	56.3	58.7	56.1	56.2	—
45	—	49.6	53 3	53.1	51
40	44.5	37.2	45.7	46.2	—
35	—	43.7	43.7	42.9	43
30	34 4	45.2	44.1	43.3	—
25	—	38.4	36.3	37.1	37
20	30.8	31.5	33.4	32.6	—
15	—	25.8	25.6	25.9	26
10	23.4	24.2	24.4	24.2	—
5	—	24.1	22.3	23 0	23
0	21 6	20 8	22.2	21.7	—
5 S.	—	23 4	23.4	23.7	23
10	20.4	21.5	20 2	20.5	—
15	—	22.4	22.9	22.8	22
20	22.5	23 5	23.6	23.7	—
25	—	22.3	23.3	23.2	23
30	20.0	20.5	20.3	20.3	—
35	—	9.7	8.5	8.9	11
40	4.0	4.1	3.7	3.9	—
45	—	3.1	3.3	3.4	3
50	2.1	1.9	1.9	1.7	—
55	—	1 8	1.1	1 1	1
60	—	—	-	—	..
65	?	?	3	1.2	1
70	?	?	?	18 1(?)	—
75	?	?	über 3	?	4

zu stetig abnimmt, um am 60. Grad S. B. ganz zu verschwinden. Vom 70. bis 45. Grad N. B. überwiegt die Längenerstreckung des Landes auf den Parallelkreisen, es steht hier eine überwiegende Landbedeckung im Norden einer überwiegenden Wasserbedeckung der südlichen Regionen gegenüber. Die größte relative Landerstreckung ist am 65. Grad N. B., u. zw. 13.060 *km* oder 76.9% der Länge des gesammten Parallels. Die größte absolute Längenerstreckung des Landes ist dagegen am 45. Grad N. B., wo 15.070 *km* oder 53.1% der Länge des Parallels darauf entfallen. Die größte relative Meereserstreckung ist natürlich am 60. Grad S. B. (20.040 *km*), wo gar kein Land zu verzeichnen ist, die größte absolute am 10. Grad S. B. mit 31.390 *km*, d. i. 79.5% der Längenerstreckung des Parallels. Bemerkenswerth ist das annähernd gleiche procentische Verhältnis des

Landes von 15° N. bis 30° S. Auf allen diesen Parallelkreisen liegt die Längenerstreckung des Landes zwischen 25.9% bis 20.3% (10.020 bis 7040 *km*).

Dem Beispiele Dove's folgend, theile ich nun noch das arithmetische Mittel aus den Landerstreckungen auf den gleichen Parallelen d. Nord- u. Südhemisphäre mit. Die hierher gehörigen Zahlen enthält Tab. IV.

Tabelle IV.

70°	36.2%	der	Gesammtlänge	des	Parallels	oder	4990 *km*
65	40.5	»	»	»	»	»	6630
60	30.4	»	»	»	»	»	6090
55	28.6	»	»	»	»	»	6560
50	28.9	»	»	»	»	»	7480
45	28.3	»	»	»	»	»	8020
40	25.1	»	»	»	»	»	7690
35	25.9	»	»	»	»	»	8510
30	31.8	»	»	»	»	»	11030
25	30.1	»	»	»	»	»	10970
20	28.1	»	»	»	»	»	10610
15	24.3	»	»	»	»	»	9410
10	22.3	»	»	»	»	»	8840
5	23.3	»	»	»	»	»	9330
0	21.7	»	»	»	»	»	8670

Darnach liegt die größte relative Längenerstreckung des Landes in einer Entfernung von 65° vom Äquator, die geringste an diesem selbst. Die größte absolute Längendimension dagegen in 30°, die geringste in 70° Entfernung vom Äquator bei den in Betracht gezogenen Parallelen.

2. Bestimmung des Flächeninhaltes von Land und Wasser nach Zonen.

Obwohl die Vertheilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche erst dann exact beantwortet werden kann, wenn das ganze Landgebiet in seinen Grenzen genau erforscht sein wird, so wurde doch schon auf Grund verschiedener planimetrischer Ausmessungen der Continente und Meeresräume dieses Verhältnis annähernd bestimmt, umsomehr, als das unerforschte Gebiet am Nord- und Südpol nunmehr auf 22.8 Millionen Quadratkilometer, d. i. 4.5% der gesammten Erdoberfläche zusammengeschrumpft ist. Hermann Wagner [1]) bestimmte durch Ausmessung der Landmassen das Verhältnis des Festen zum Flüssigen wie 1 : 2.765. Otto Krümmel [2]) dagegen bestimmte dasselbe Verhältnis durch Ausmessung der Meeresräume zu 1 : 2.75. Durch spätere Verbesserungen seiner Rechnungsergebnisse [3]) ist Krümmel zu einem Resultate gekommen, das sich mit dem Wagner's vollkommen deckt. Beide Autoren haben bei ihren Berechnungen das unbekannte Gebiet um den Nord- und Südpol ohne weiters zum Meere geschlagen. Mit Recht machte Penck [4]) auf das Ungehörige dieses Vorganges aufmerksam. Diese ausgedehnten, unerforschten Gebiete von 22,800.000 km^2

[1]) Guthe-Wagner's Lehrbuch der Geographie. Bd. I p. 50.
[2]) Morphologie der Meeresräume p. 101.
[3]) Zeitschr. f. wissensch. Geogr. Bd. II. 1881 p. 73.
[4]) Das Verhältnis des Land- und Wasser-Areals auf der Erdoberfläche. Mitth. d. k. k. Geogr. Gesellsch. Wien 1886 p. 193.

müssen vielmehr aus der Rechnung eliminiert werden. Man erhält demnach in dem bekannten Theile der Erdoberfläche eine wasserbedeckte Fläche von 351,358.000 km^2, der eine Landfläche von 136,055.000 km^2 gegenübersteht; das Verhältnis des Festen und Flüssigen beträgt also 1 : 2.58. Je nachdem man nun die unbekannten Gebiete als Wasser oder als Land betrachtet, ergeben sich die Verhältnisse von 1 : 2.76 oder 1 : 2.21, zwischen welchen beiden Grenzwerthen das wahre Verhältnis zu liegen kommen muss.

Die durch Ausmessung der Längenerstreckung des Landes und Meeres auf meinen Profilen gewonnenen Tafeln I und II lassen sich zur Berechnung des Landes und Meeres in den einzelnen Zehngradzonen und überhaupt zur Bestimmung des Flächeninhaltes des Festen und Flüssigen auf dem ganzen in Betracht gezogenen Gebiete zwischen 80° N. bis 70° S. verwerthen. Es zeigt sich nämlich, dass der Abstand der Profile von einander klein genug ist, um die Simpson'sche Formel zur Berechnung der zwischen ihnen gelegenen Flächen verwenden zu können. Diese Formel lautet bekanntlich $F = \frac{h}{6} (d + 4\, d_1 + d_2)$, wenn d und d_2 die parallelen Grenzlinien mit dem Abstande h, und d_1 die Mittellinie eines trapezähnlichen Flächenstückes darstellt. In unserem Falle ist d die Längenerstreckung des Landes oder Meeres in den einzelnen Sechziggradstreifen, h der Breitenunterschied der Profile von 10 zu 10 Graden.

Es ist derselbe nach Wagner's Hilfstabellen:

0—10°	=	1105.7 *km*	40—50°	=	1111.1 *km*
10—20	=	1106.4	40—50	=	1113.0
20—30	=	1108.3	50—60	=	1114.7
30—40	=	1109.2	60—70	=	1116.1

Berechnet man mit Hilfe der bekannten Längen der einzelnen Parallelkreise und obiger Abstände die Erdoberfläche zwischen 80° N. bis 70° S., so ergibt sich 490,303.750 km^2. Nach den Wagner'schen Hilfstabellen ergibt sich für dasselbe Gebiet ein Flächenraum von 490,540.631 km^2 also nur um 236.881 km^2, oder 0.048 Procent mehr. Es ist dies eine bemerkenswerthe Übereinstimmung. Tabelle V. stellt die für die einzelnen Zonen von mir gefundenen Flächenräume denen gegenüber, welche sich aus Wagner'schen Tabellen ergeben.

Tabelle V.

Zone	Nach Wagners Tabellen	Nach meinen Berechnungen.
80—70° N.	11 594 881 km^2	11.476 640 km^2
70—60	18,904 896	18 895 860
60—50	25 606.476	25,608 000
50—40	31,496 220	31 517 970
40—30	36 404 388	36 425 620
30—20	40 197 636	40 206.380
20—10	42,778 692	42 758 670
10—0	44.084.592	44,069.800
0—10 S.	44 084.592	44 062 440
10—20	42.778.692	42.765.090
20—30	40 197.636	40 262.180
30—40	36 404 388	36,423.460
40—50	31 496 220	31 487.720
50—60	25,606 476	25,509 970
60—70	18,904.896	18,894 250
Gesammt	490 540.681	490,303.750

Tabelle VI.

Flächeninhalt des über dem Meeresniveau gelegenen Landes in Quadratkilometer.

Zone zwischen	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80—70° N.	163680	956040	1188540	176700	952320	329660	3766940
70—60	2363380	2205450	994030	1869150	8095430	2837170	13364610
60—50	1114860	3786150	346890	3234720	4251660	1866130	[illegible]
50—40	370400	4724450	237060	4461470	5244750	1437150	16475280
40—30	101700	4182440	661940	4171340	6029530	689680	15836690
30—20	24010	1761230	1649220	5832850	5577940	155300	14998530
20—10	16600	1327680	1998900	5845480	2028400	189930	11406990
10—0	—	2139720	1492830	5359440	1094740	57130	10143860
70° N. — 0° S.	3990950	20127120	7380870	30774430	27322510	7230490	96826370
0—10	20270	2502790	2709210	8448250	486550	903070	10070140
10—20	94040	1788680	2513370	3496220	7380	172870	9628420
20—30	40610	1183280	1474950	2375800	553800	3535390	9188830
30—40	—	1222190	428970	244070	214480	1575350	3685060
40—50	—	761170	—	—	—	270390	1031560
50—60	—	268980	—	—	—	—	268980
60—70	—	169080	—	—	87330	354880	611290
0—70° S.	154920	7896170	7126500	9564340	1349540	8387810	34479280
70° N. — 70° S.	4145870	28023290	14507370	40338770	28672050	15618300	131305650
80° N. — 70°	4309550	28979330	15695910	40515470	29624370	15947960	135072590

Tabelle VII.

Flächeninhalt des Meeres in Quadratkilometer.

Zone zwischen	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80—70° N.	1765140	972780	744000	1752120	976500	1499160	7709700
70—60	785930	943860	2155280	1280160	53880	312140	5531250
60—50	3136810	548520	3904780	1036950	—	2385530	11007590
50—40	4878170	524120	5021510	805620	1850	3811420	15042690
40—30	5966720	1885980	5406480	1911870	38890	5378750	20588690
30—20	6680600	4424100	5058390	871780	1126670	6551340	25207890
20—10	7112310	5801220	5190010	1268670	5100500	6938970	31351680
10—0	7346200	5210160	5857060	1990440	6258850	7263260	33925940
70° N. — 0°	35906740	19832960	32528500	9165490	12580560	32641380	142655630
0—10° S.	7825930	4847000	4640670	8894290	6867020	6417330	33992300
10—20	[illegible]	[illegible]	[illegible]	3632680	7114150	[illegible]	33136670
20—30	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	61018350
30—40	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	32738400
40—50	5248570	4187400	5248570	5248570	5244870	4978180	30456160
50—60	4251660	3885640	4251660	4251660	4251660	4251660	25240690
60—70	3149310	2980230	3149310	3149310	3060370	2794430	18282960
0—70° S.	39742810	32003400	32771220	30326010	38542900	31479490	204865830
70° N. — 70° S.	75649550	51836360	65299720	39491500	51123460	64120870	347521460
80° N. — 70° S.	77414690	52809140	66043720	41243620	52099900	65620030	355231160

Wie ersichtlich, weichen beide Ziffernreihen nur unverhältnismäßig weniges von einander ab. Bedeutendere Differenzen ergeben sich nur in der Zone zwischen 70° bis 80° N. und in der zwischen 50° bis 60° S. Im ersteren Falle gibt meine Berechnung einen um 1.02 Procent, im zweiten einen um 0.37 Procent geringeren Werth, als es Wagner's Tabellen fordern.

Diese große und bemerkenswerthe Übereinstimmung zwischen den mit Hilfe der Simpson'schen Formel berechneten Werthen und den Wagner'schen Angaben führt zu der Annahme, dass sich auf gleichem Wege auch das Verhältnis von Wasser und Land aus dem Antheile beider an der Gesammtlängenerstreckung der einzelnen Parallelkreise werde berechnen lassen können.

Die bezüglichen Ergebnisse sind in den Tabellen VI und VII auf S. 18 niedergelegt.

Nach diesen Tabellen entfällt auf das Gebiet zwischen 80° N bis 70° S. auf das Land ein Flächenraum von 135.072.590 *km*² und auf das Meer ein solcher von 355,231.160 *km*². Hermann Wagner berechnet die Fläche alles bekannten Landes zu circa 136 Millionen *km*², in welcher Ziffer die jenseits des 80. Grades gelegenen Theile von Spitzbergen und Grönland, nämlich circa 250.000 *km*² mit eingerechnet sind. Es ergibt sich also, dass zwischen der auf Grund bester Karten und genauester Ausmessungen gefundenen Größe der Landfläche und dem für dieselbe nach meinem vergleichsweise rohen Verfahren gefundenen Werthe nur eine Differenz von circa 0.77 Millionen *km*² — ½ Procent vorhanden ist, eine Differenz, die überraschend gering ist. Es kann daher wohl angenommen werden, dass das Verhältnis von Wasser und Land auch in den einzelnen Zonen und Meridianstreifen, wie es sich nach meinen Berechnungen ergibt, bis auf etwa 1 Procent genau ist.

Als Ergänzung zu den Tabellen VI und VII, welche die Flächenräume des Landes und Meeres in den einzelnen Zonenabschnitten und Zonen in absolutem Maße geben, diene folgende Tabelle VIII, welche das relative Verhältnis beider Flächen darstellt.

Tabelle VIII.

Es entfallen Procente.

In der Zone zwischen	Auf das Land	Auf das Meer
80—70° N.	32.7	67.3
70—60	71.5	28.5
60—50	57.0	43.0
50—40	52.2	47.8
40—30	43.5	56.5
30—20	37.3	62.7
20—10	26.7	73.3
10—0	23.0	77.0
0—10 S.	22.8	77.2
10—20	22.5	77.5
20—30	22.8	77.2
30—40	10.1	89.2
40—50	3.3	96.7
50—60	1.0	99.0
60—70	3.2	96.8

Aus vorliegender Tabelle VIII ist zu ersehen, dass den relativ größten Flächenraum das Land in der Zone zwischen 70° bis 60° N und den kleinsten in der Zone zwischen 50° bis 60° S. einnimmt. Der absolut größte Flächeninhalt dagegen fällt in die Zone von

50° bis 40° N. mit 16,475.280 km^2, der **absolut kleinste** wieder in die Zone zwischen 50° bis 60° S. mit 268.980 km^2.

Sehr klar tritt auch vor Augen, in welchem Maße der Antheil des Landes an dem Gesammtflächenraume der einzelnen Zonen von 70° N. bis 60° S. abnimmt, von 71.5 Procent auf 1.0 Procent sinkt, während in ebendemselben Maße der Antheil des Meeres von 28.5 Procent auf 99.0 Procent steigt. Für das gesammte zwischen 80° N. bis 70° S. liegende Gebiet stellt sich darnach das Verhältnis des Festen zum Flüssigen wie 27.5 : 72.5 oder wie 1 : 2.6 d. i. 1 : 2⅗.

In gleicher Weise wurden für die Meridianstreifen von 60 zu 60 Grad östlicher oder westlicher Länge v. Gr. die Vertheilung von Wasser und Land durch Zusammenfassung der in den Tabellen enthaltenen Daten bestimmt, worüber die Tabelle IX Aufschluss gibt.

Tabelle IX.

Antheil von Wasser und Land im Gebiete zwischen 80° N. — 70° S. in Procenten.

	Land	Meer
180—120° W. L. v. Gr.	5.2	94.8
120—60	35.4	64.6
60—0	19.2	80.8
0—60° Ö. L. v. Gr.	49.5	50.5
60—120	36.2	63.8
120—180	19.5	80.5
Westliche Halbkugel	19.9	80.9
Östliche Halbkugel	35.1	64.9
Gesammtes Gebiet	27.5	72.5

Die geringste Ausdehnung des Landes (relativ wie absolut, da die einzelnen Meridianstreifen gleiche Größe haben) entfällt demnach auf den Meridianstreifen zwischen 180° bis 120° W. L., wo nur 5.2 Procent Land sich vorfinden, also einer Wasserbedeckung von 77.414.690 km^2 eine Landbedeckung von nur 4.309.550 km^2 gegenübersteht. In dem Meridianstreifen zwischen 0 bis 60° Ö. L. hat das Land seine größte Ausdehnung mit 49.5 Procent, d. i. 40.515.470 km^2; auf das Meer entfallen hier 50.2 Procent d. i. 41.243.620 km^2. Festes und Flüssiges sind also in diesem Meridianstreifen fast völlig gleich vertheilt. Bemerkenswerth ist noch, dass die Meridianstreifen zwischen 120° bis 60° W. L. und 60° bis 120° Ö. L. fast ganz dasselbe procentische Verhältnis von Wasser und Land aufweisen; eine Hemisphäre, begrenzt durch den 120. Grad W. L. und den 60. Grad Ö. L. enthält daher nahezu ebensoviel Land, nämlich 34.7 Procent wie die gesammte östliche Hemisphäre. Es kann daher sowohl die Hemisphäre der alten Welt, als auch die Europa, Ostasien, Afrika und Amerika umfassende atlantische Erdhälfte als Landhalbkugel betrachtet werden.

Tabelle X schließt, um gleiche Flächenräume zu beiden Seiten des Äquators zu haben, die Zone von 80° bis 70° N. von der Rechnung aus.

Wie ersichtlich, weicht Tabelle X von der oben besprochenen Tabelle IX nur um ganz geringes ab. In dem Meridianstreifen zwischen 0° bis 60° Ö. L. überwiegt nun das Land um ein weniges gegenüber dem Meere. Das annähernd gleiche Verhältnis der Vertheilung von Wasser und Land in den Streifen zwischen 120° bis 60° W. L. und 60° bis 120° Ö. L. ist etwas gestört, und durch Entfall der arktischen

Länder mindert sich der Landantheil der atlantischen Erdhälfte auf 34.6 Procent, während jener der Osthemisphäre sich durch Entfall des nördlichen Eismeeres auf 35.3 Procent hebt.

Tabelle X.

Antheil von Wasser und Land im Gebiete zwischen 70° N. 70° S. in Procenten.

	Land	Meer
180—120° W. L. v. Gr.	5.2	94.8
120— 60	35.1	64.9
60— 0	18.1	81.9
0 60° Ö. L. v. Gr.	50.5	49 5
60—120	36 9	63.1
120—180	19.6	80.4
Westliche Halbkugel	19.5	80.5
Östliche Halbkugel	35.3	64.7
Gesammtes Gebiet	27.4	72.5

Nach beiden Tabellen überwiegt in beiden Hemisphären das Meer. Die östliche Halbkugel hat 1.8 mal so viel Land als die westliche, und für das zwischen 70° N. bis 70° S. liegende Gebiet stellt sich das Verhältnis von Land und Wasser fast genau so, wie mit Einrechnung der Zone zwischen 70° bis 80° N., nämlich zu 27.4 : 72.6 statt zu 27.5 : 72.5. Es bleibt noch zu erörtern, wie sich das procentische Verhältnis von Land und Wasser auf der nördlichen und südlichen Hemisphäre anordnet. Tabelle XI gibt darüber Aufschluss.

Tabelle XI.

Verhältnis von Wasser zu Land beiderseits des Äquators bis zum 70. Parallel.

Meridianstreifen zwischen	Es entfallen in Quadratkilometer		Procenten	
	Land	Meer	Land	Meer
Nördliche Halbkugel v. 70 N — 0°.				
180—120 W. L. v. Gr.	3990950	35906740	10.0	90 0
120— 60	20127120	19832960	50 4	49 6
60— 0	7380870	32528500	18 5	81 5
0— 60 Ö. L. v. Gr	30774430	9165490	77 0	23.0
60—120	27322510	12580560	68 5	31.5
120—180	7230490	32641380	18.2	81.8
Gesammt	96826370	142655630	40.4	59.6
Südliche Halbkugel v. 0—70° S.				
180—120° W. L. v. Gr.	154920	39742810	0.4	99.6
120— 60	7896170	32003400	19 8	80.2
60— 0	7126500	32771220	17 9	82.1
0— 60 Ö. L. v. Gr.	9564340	30326010	24 0	76 0
60—120	1349540	38542900	3.4	96 6
120—180	8387810	31479490	21.0	79.0
Gesammt	34479280	204865830	14 4	85 6

In Tabelle XI sind zwölf Meridianstreifen von je 70° N. oder 70° S. zum Äquator und je sechzig Graden östlicher oder westlicher Länge unterschieden. Die größte Länderstreckung ist in dem Meridian-

streifen von 0° bis 60° Ö. L., nördlich vom Äquator (77.0 Procent) und zwischen 60° bis 120°, nördlich vom Äquator (68.5 Procent). Das mächtige Landgebiet von Europa, Asien und Afrika bewirkt diese hohen Ziffern. Nordamerika kommt in dem Streifen zwischen 120° bis 60° W. L., nördlich vom Äquator zur Geltung (50.4 Procent). Die geringsten Flächenräume des Landes finden sich südlich des Äquators, und zwar zwischen 120° bis 180° W. L. mit 0.4 Procent, es ist dies das Gebiet des südlichen Stillen Oceans; ferner zwischen 60° bis 120° Ö. L. (3.4 Procent), im Gebiete des Indischen Oceans. Der nordpacifische Ocean macht sich

Tabelle XII.

Fläche der Profile über dem Meeresniveau in km^2.

Areal des Landprofiles.

Parallel	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60	60—120°	120—180°	
80° N. B.	—	440	2280	104	—	—	2780
75		348	2640	12	256	32	3288
70	232	412	3120	272	568	572	5176
65	920	670	1800	720	920	1080	6110
60	1848	730	20	932	1280	920	5730
55	1170	1440	82	586	1600	1044	5922
50	600	2480	18	1080	3380	760	8318
45	120	3246	12	1294	3920	512	9104
40	200	3880	640	2522	5640	400	13282
35	160	3760	400	2688	16440	288	23736
30	—	2056	440	3440	11920	16	17872
25	4	1308	360	3120	3800	36	8628
20	52	1936	360	1600	1532	—	5480
15	—	920	376	3240	800	70	5406
10	—	846	640	3800	210	72	5586
5	—	1840	136	2760	688	—	5724
0		1332	252	3002	896	28	5510
5 S. B.	—	1200	840	2046	216	1720	6030
10	28	1560	1080	2880	—	388	5936
15	14	3480	1120	3400		664	8678
20	22	2720	1120	1804	12	1028	6706
25	8	1960	720	2044	284	1166	6182
30	—	1120	560	1280	200	1960	4120
35	—	920	—	—	24	266	1270
40	—	520	—	—	—	56	576
45	—	460	—	—	—	200	660
50	—	258	—	—		—	258
55	—	78	—	—	—	—	78
60	—	—	—	—	—	—	—
65	—	120	—	—	—		120
70	—	28	—	—	360	1880	2268

in dem Meridianstreifen zwischen 180° bis 120° W. L. nördlich vom Äquator geltend, indem hier der Procentantheil des Landes nur 10 Procent beträgt. Vergleicht man nördliche und südliche Halbkugel miteinander, so tritt die Präponderanz des Landes auf der ersteren (40.4 Procent) gegenüber dem Landgebiet der letzteren (14.4 Procent) deutlich vor Augen. Der Flächenraum des Landes ist demnach nördlich vom Äquator 2.8 mal so groß als derjenige der südlichen Halbkugel. Diese Zahlen stimmen mit den von v. Tillo für das Gebiet zwischen 75° N. bis 75° S. gewonnenen Werthen der Landbedeckung von 40 Procent für die Nordhemisphäre, und von 14 Procent für die Südhemisphäre befriedigend überein. Dagegen weichen meine Werthe für das Verhältnis

von Wasser und Land etwas ab von den in ähnlicher Weise früher von Dove für das Gebiet zwischen 75° N. bis 60° S. gefundenen, nämlich von 73.1 : 26.9.

3. Die mittleren Höhen- und Tiefenverhältnisse der Erdkruste sowie der Wasser- und Landoberfläche, die Massenvertheilung auf der Erdkruste.

Nachdem sich gezeigt hat, dass die Ausmessung der Wasser- und Landstrecken auf meinen Profilen recht genaue Werthe für die Vertheilung von Wasser- und Landflächen ergibt, darf wohl angenommen werden, dass durch Ausmessung von Wasser- und Landflächen jener Profile sich entsprechende Werthe für das Wasser- und Landvolumen herleiten lassen, die ihrerseits wiederum als Grundstock zur Berechnung mittlerer Erhebungsverhältnisse dienen können.

Die Tabellen XII S. 88 u. XIII S. 89 enthalten den Grundstock für diese Berechnungen, nämlich die Fläche der Profile über und unter dem Meeresniveau, so wie sich dieselben direct durch Ausmessung meiner Profile ergeben, auf welchen, wie schon oben erwähnt, 1 mm^2 = 4 km^2 ist.

Tabelle XIII.

Fläche der Profile unter dem Meeresniveau in km^2.

Areal des Meeresprofiles.

Parallel	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80° N. B.	240	160	800	636	240	240	2316
75	280	594	808	1360	192	372	3606
70	204	390	1608	2086	20	100	4408
65	40	172	1840	480	—	—	2532
60	206	384	5928	128	—	188	6834
55	4772	36	8088	96	—	2486	16378
50	16812	80	9652	8	—	7960	34512
45	21240	24	13200	72	—	15880	50416
40	25560	2960	19080	2404	2	19386	69392
35	26600	6600	20840	3320	6	17700	75066
30	27880	9364	18400	32	—	18400	74076
25	24800	15108	20640	860	164	21522	82594
20	31440	16120	19280	252	3904	23640	94636
15	32520	20520	21680	3652	10040	27170	115582
10	29760	15760	21440	3200	12844	18288	101292
5	32880	21200	18460	5800	12448	16600	107308
0	30720	17560	21410	9400	16874	15482	111446
5° S. B.	32080	17760	18680	12424	19488	10524	110956
10	25480	20800	18360	10560	15480	6180	96860
15	24404	23400	20000	10484	31400	11700	121388
20	19924	20040	16840	11120	25300	5320	98544
25	25080	20960	19280	13360	24888	9006	112574
30	23360	19200	16720	17560	20960	8040	105840
35	25440	15160	19120	20520	18580	9216	108036
40	22760	12016	20120	18880	20800	16540	111116
45	21560	12128	20560	13240	20840	15240	103568
50	19840	12866	17120	12920	13160	12520	88426
55	12600	11420	10440	10600	10640	9000	64700
60	5040	11240	12240	11160	[illegible]	4360	53120
65	8800	6040	13240	8400	6080	5760	48320
70	2500	820	6200	2880	[illegible]	200	14420

Aus den in diesen Tabellen enthaltenen Werthen lassen sich nun die mittleren Erhebungsverhältnisse des Landes und des Meeres auf jedem Parallel herleiten, indem man die Areale des Wasser- und Landprofiles durch die in Tabelle I und II mitgetheilten Erstreckungen von Wasser und Land auf den entsprechenden Parallelen dividiert. Die mittlere Höhe der **Kruste** auf den einzelnen Parallelen wurde ferner erhalten, indem die Flächen der Land- und Wasserprofile (diese als negativ, jene als positiv in die Rechnung gesetzt) addiert wurden und die Summe durch die Länge des gesammten Profiles dividiert wurde. Sind die erhaltenen Werthe positiv, so liegt die mittlere Höhe des Parallels über dem Meeresniveau, sind sie negativ, so ist dieselbe unter dem Meeresspiegel befindlich. Indem endlich lediglich die Fläche des Landprofiles durch die Gesammtlänge des Parallels dividiert wurde, wurde die mittlere Höhe der Wasser- und Landoberfläche erhalten, eines bisher noch nicht berechneten Niveaus, das als Basis des Luftmeeres große Bedeutung besitzt. Tabelle XIV enthält alle diese Werthe.

Tabelle XIV.

Mittlere Erhebungsverhältnisse der Parallelen von 5 zu 5° in Meter.

Parallel	Mittlere Höhe des Landprofiles	Mittlere Tiefe des Meeresprofiles	Höhe (+) oder Tiefe (−) des Parallelkreisprofiles	Mittl. Höhe v. Wasser und Landoberfläche
80° N. B.	1817	425	+ 66	398
75	1118	485	— 81	317
70	690	706	+ 56	377
65	468	646	+ 210	360
60	475	870	— 52	239
55	460	1690	— 456	258
50	573	3057	—1015	322
45	604	3788	—1455	321
40	936	4195	—1827	432
35	1668	3995	—1560	721
30	1189	3770	—1620	515
25	639	3621	—2034	237
20	691	3728	-2021	225
15	540	4030	-2847	140
10	683	3387	—2425	[illegible]
5	622	3496	—2546	[illegible]
0	635	3555	—2647	138
5° S. B.	637	3648	—2629	151
10	740	3086	2303	150
15	986	4063	2691	224
20	751	3432	—2440	178
25	732	4032	—2926	170
30	585	3830	—2933	117
35	435	3604	—3247	37
40	480	3767	-3598	20
45	673	3415	-3626	23
50	573	3488	—3417	10
55	312	2854	—2820	3
60	—	2651	—2651	—
65	600	2874	—2840	7
70	911 (?)	1282 (?)	— 885 (?)	165 (?)

Die mittlere Höhe des Landprofiles ist am 80. Grad N. B. wegen der großen mittleren Höhe von Grönland überaus bedeutend (1817*m*), fällt von hier bis zum 55. Grad N. (460*m*) und erreicht mit stetiger Zunahme gegen S. am

35. Grad N. B. den hohen Werth von 1668*m*; am folgenden 30° N. B. hat sie noch immer 1189*m*. Von hier aus nach S. bleibt die mittlere Höhe des Landes auf den einzelnen Parallelkreisen stets unter 1000*m*, nur am 15. Grad S. B. erreicht sie mit 986*m* fast diesen Werth. Die Meeresprofile weisen in den nördlichen Regionen sehr geringe Tiefen auf. Die mittlere Tiefe nimmt von 80° N. nach S. zunächst zu und erreicht auf dem 40. Grad N. B. ihren Maximalwerth in 4195*m*. Die darauffolgenden Parallelen bis zum 55. Grad S. haben durchwegs bedeutende Tiefen von über 3000*m*. Unter 15° N. und 15° S. sind sogar solche von über 4000*m* zu verzeichnen. Was die ausgeebneten Parallelkreisprofile betrifft, so finden wir bei denselben geringe Höhen über dem Meeresniveau nur am 80., 70. und 65. Grad N. Von da ab geht das Parallelkreisniveau unter den Meeresspiegel hinab, sinkt stetig mit kleinen Schwankungen auf den folgenden Parallelkreisen und erreicht seine größten Tiefen auf dem 35., 40., 45. und 50. Grad S. B. in 3247, 3598, 3626 und 3417*m*.

Bei den in der letzten Reihe gegebenen mittleren Höhen von Wasser- und Landoberfläche fallen sofort die hohen Werthe der nördlichen Parallelkreise, gegenüber den geringen der südlichen in die Augen. Die ersteren haben ihre bedeutendste mittlere Höhe am 35. Grad N. mit 721*m*, die letzteren am 15. Grad S. mit nur 224*m*.

Aus den in den Tabellen XII und XIII mitgetheilten Ziffern der Wasser- und Landprofile auf den einzelnen Parallelen wurde nun das Wasser- und Landvolumen der einzelnen Zonen analog der oben durchgeführten Berechnung der Wasser- und Landflächen in denselben Zonen mittelst der Simpson'schen Formel $V = \frac{h}{6}(g + 4g_1 + g_2)$ ermittelt, indem für g, g_1 und g_2 die Flächen dreier benachbarten Wasser- bez. Landprofile gesetzt wurde und h gleich dem aus Wagner's Tabellen erhältlichen Abstande der beiden äußersten Profile. Die Tabellen XV und XVI S. 92 enthalten die Ergebnisse dieser Rechnung.

Durch entsprechende Combination der in den Tabellen XV und XVI enthaltenen Werthe mit den in den Tabellen VI und VII mitgetheilten ergeben sich nun die Zahlen für die mittleren Erhebungsverhältnisse der einzelnen Zonen (Tabelle XVII S. 93), nämlich die mittlere Höhe des Landes, welche durch Division des Landvolumens durch die Landfläche der gleichen Zone erhalten wird; in gleicher Weise mit den entsprechenden Werthen wird die mittlere Tiefe des Meeres gewonnen. Die mittlere Höhe der Kruste ergibt sich durch Division der Summe des positiv betrachteten Landvolumens und des negativ aufgefassten Wasservolumens durch das Areal der betreffenden Zone. Das mittlere Basisniveau des Luftmeeres, nämlich die mittlere Höhe der Wasser- und Landoberfläche, endlich wird erhalten durch Division des Landvolumens durch das Areal der betreffenden Zone.

Tabelle XVII enthält die genannten Werthe, und des Vergleiches halber sind auch die von v. Tillo planimetrisch hergeleiteten mittleren Höhen des Landes und mittleren Tiefen des Meeres beigefügt.

Aus meinen Angaben folgt, dass vom 70. Grad N. B. die mittlere Höhe des Landes in den einzelnen Zonen zunimmt, um zwischen 30—40° N. B., hauptsächlich durch die Höhenverhältnisse Centralasiens bedingt, den hohen Werth von 1472*m* zu erreichen. Von hier aus nimmt die mittlere Höhe der einzelnen Zonen gegen S. ab, erreicht jedoch nochmals in der Zone zwischen 10°—20° S. B. den beträchtlichen Werth von 907*m*.

Tabelle XV.

Cubikinhalt des über dem Meeresniveau gelegenen Landes in Cubikkilometer nach 10 Grad Zonen.

Zone zwischen	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80—70° N.	43150	417380	2968560	78860	296110	130200	3934260
70—60	1070210	721280	1921170	758810	1027100	1078870	6578440
60—50	1322240	1675070	[illegible]	808040	2051630	1086290	7011160
50—40	257060	3582510	130750	1625590	4574440	594120	10744470
40—30	155320	3578460	495530	3030420	15405870	288920	23315820
30—20	12550	1692710	413604	3788000	5289160	29540	[illegible]
20—10	9580	1194590	461740	3938780	911310	64910	6577920
10—0	—	1757850	485820	8288280	711030	18430	6261410
70° N.—0° S.	2806970	14499470	3976400	17297920	29970540	3163080	71714380
0—10	5160	1417640	884740	2592360	32450	1344650	6257000
10—20	19550	3350080	1231790	3371570	2210	778880	[illegible]
20—30	9970	2150350	841780	2078600	248840	1412560	6747880
30—40	—	985670	103540	256650	54730	509490	1948100
40—50	—	484850	—	—	—	158530	643380
50—60	—	109740	—	—	—	—	[illegible]
60—70	—	93880	—		66890	849300	510080
0—70° S.	34680	8598000	3041850	8279200	405120	4585410	24944260
70° N.—70° S.	2841650	23097470	7018250	25577120	30375660	7748490	96658640
80° N.—70° S.	2884800	23514850	9986810	25655980	30671770	7878690	100592900

Tabelle XVI.

Cubikinhalt des Meeres in Cubikkilometer nach 10 Grad Zonen

Zone zwischen	Westliche Länge v. Gr.			Östliche Länge v. Gr.			Summe
	180—120°	120—60°	60—0°	0—60°	60—120°	120—180°	
80—70° N.	290990	544240	1049940	1518130	191210	340010	[illegible]
70—60	105910	271640	2767680	768100	3720	53510	3970560
60—50	[illegible]	112780	[illegible]	96400		[illegible]	[illegible]
50—40	[illegible]	[illegible]	[illegible]	500040	370	[illegible]	[illegible]
40—30	[illegible]	7160070	[illegible]	[illegible]	4810	[illegible]	82044060
30—20	[illegible]	[illegible]	[illegible]	318250	841780	23452430	91931640
20—10	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
10—0	[illegible]	21769520	[illegible]	[illegible]	[illegible]	18461330	118374050
70° N.—0° S.	159858300	66769110	116972190	14535380	25998210	110001390	494134520
0—10° S.	30897010	20162420	21100800	12837600	20329400	[illegible]	120190560
10—20	26372890	24790740	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
20—30	26599400	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	9121250	[illegible]
30—40	27343010	16084170	[illegible]	21914380	21463190	11361000	120018890
40—50	25861170	[illegible]	22127700	[illegible]	[illegible]	16671700	[illegible]
50—60	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]	[illegible]
60—70	7941080	6729680	13284700	[illegible]	6840160	5128080	48478450
0—70° S.	159908946	117937760	132411170	98534630	139692750	74595360	723170610
70° N.—70° S.	319857240	184706870	249383300	113070010	165690960	184596750	1217305130
80° N.—70° S.	320148140	185251110	250432340	114588140	165882170	184936760	1221238660

Tabelle XVII.

Mittlere Erhebungsverhältnisse der einzelnen Zonen von 10 zu 10 Grad in Meter.

Zone zwischen	Mittlere Höhe des Landes nach Heiderich	Mittlere Höhe des Landes nach v. Tillo	Mittlere Tiefe des Meeres nach Heiderich	Mittlere Tiefe des Meeres nach v. Tillo	Mittlere Höhe der Kruste	Mittlere Höhe von Wasser- und Landoberfläche
90—80° N.	?	860	?	740	?	?
80—70	1044	550	510	630	0	343
70—60	492	360	718	890	+ 138	349
60—50	480	470	1801	2130	— 461	274
50—40	652	770	3762	3650	—1454	341
40—30	1472	1350	3986	4150	—1612	640
30—20	750	740	3647	4150	—2010	279
20—10	576	520	3872	4100	—2685	153
10— 0	618	690	3489	4020	—2544	142
Nördliche Hemisphäre	752 (80—0° N.)	710 (90—0° N.)	3312 (80—0° N.)	3630 (90—0° N.)	—1663 (80—0° N.)	301 (80—0° N.)
0—10° S.	622	550	3535	4100	2586	142
10—20	907	830	3789	4200	—2732	204
20—30	785	600	3898	4420	—2860	[illegible]
30—40	528	470	3666	4120	—3243	53
40—50	623	540	3732	4210	—3590	20
50—60	393	400	2945	3690	—2910	4
60—70	843	510	2651	2850	—2599	27
70—80	?	?	?	1580	?	?
Südliche Hemisphäre	723 (0—70° S.)	630 (0—70° S.)	3530 (0—70° S.)	3930 (0—80° S.)	—2917 (0—70° S.)	104 (0—70° S.)
Gesammtes Gebiet	745 (80 N.—70° S.)	690 (90 N.—70° S.)	3438 (80 N.—70° S.)	3800 (90 N.—80° S.)	—2285 (80 N.—70° S.)	205 (80 N.—70° S.)

Die mittlere Meerestiefe nimmt von N. gegen S. zu und erreicht ihren höchsten Werth in der Zone zwischen 40°—30° N., nämlich 3986m. Die höchste mittlere Erhebung des Landes und die größte mittlere Tiefe des Meeres liegen demnach in derselben Zone. Die mittlere Meerestiefe ist in dieser Zone 2·7mal so groß als die mittlere Landhöhe. Man dürfte daher hier auf ein Gleichgewicht der festen und flüssigen Massen schließen, wenn die Flächenräume des Landes und des Meeres der Zone im gleichen procentischen Verhältnisse stünden. Dies ist aber nicht der Fall, denn das Meer nimmt 56·5% und das Land 43·5% der gesammten Zone ein. Bemerkenswerth ist, dass die mittlere Tiefe des Meeres von 50° N. — 50° S. in den 10 Grad Zonen unter 3500m bleibt, mit alleiniger Ausnahme der Zone von 10° N. bis zum Äquator, deren Tiefe (3489m) aber immerhin dem obigen Werthe sehr nahe kommt.

Vergleicht man meine Angaben mit den diesbezüglichen Zahlen v. Tillo's, so zeigte sich zwar im allgemeinen ein ähnlicher Verlauf in der Aufeinanderfolge der Ziffern, namentlich für die mittlere Höhe des Landes; aber sowohl für die mittleren Höhen des Landes, wie für die mittleren Tiefen des Meeres ergeben sich nicht unbeträchtliche Abweichungen. Die für die Zonen zwischen 90°—80° N. und 70°—80° S. von v. Tillo gegebenen Zahlen sind als durchaus hypothetisch nicht discutierbar. Für die mittlere Höhe des Landes zwischen 80°—70° N. B. ist die von ihm angegebene Zahl von 550m in Anbetracht der bedeutenden Erhebung Grönland viel zu niedrig ausgefallen. Nach meinen Angaben ergibt sich für diese Zone eine mittlere Höhe von 1044m berechnet. In einigen Fällen weichen die von v. Tillo gebrachten Höhenziffern um

Hunderte von Metern von meinen ab, in anderen nähern sie sich bis auf einige Meter, wie in den Zonen zwischen 60°—50° N., 20°—30° N. und 50°—60° S. Im Durchschnitte sind seine Höhenziffern um beträchtliches kleiner, seine Angaben der mittleren Meerestiefen dagegen vielfach größer als die entsprechenden meinigen. Bei v. Tillo fällt die maximale mittlere Tiefe auf die Zone zwischen 20°—30° S. B. mit 4420*m*, während ich für diese Zone nur 3898*m* fand. Die maximale mittlere Meerestiefe fällt nach meinen Untersuchungen auf die Zone zwischen 30°—40° N. B. mit 3978*m*, für welche Zone v. Tillo noch immer 4150*m*, ebenso wie für die folgende zwischen 20°—10° N. B. findet. Seine Tiefenangaben sind meist um ca. 600*m* größer als die meinen. Während v. Tillo für nicht weniger als 9 Zonen eine mittlere Tiefe des Oceans von über 4000*m* angibt, erhalte ich für keine Zone diese Tiefe. Diese so abweichenden Höhen- und Tiefenwerthe sind auf die Karte von Bartholomew zurückzuführen, nach welcher v. Tillo arbeitete und welche, wie bereits ausgeführt, nicht einwandfrei ist.

Der indische und pacifische Ocean zeigt sich auf dieser Karte ungemein eben, in eintöniger Weise umschließt die 2000 Faden Isobathe ungeheuere Flächen und nur an wenigen Stellen sind Isobathen anderer Tiefe eingezeichnet. Daher kommt auch bei v. Tillo die fast völlige Gleichheit der verschiedenen mittleren Meerestiefen von der Zone zwischen 30°—40° N. bis zu der zwischen 40°—50° S. Für die gesammte Rechnung ergibt sich, wenn man davon absieht, dass v. Tillo im Norden bis zum 90. Grad, im Süden mit dem Meere bis zum 80. Grad gieng, dass die mittlere Höhe des Landes bei v. Tillo um 55*m* kleiner, die mittlere Tiefe des Meeres um 362*m* größer gegenüber den von mir gefundenen Werthen ist. Die mittlere Höhe des Landes zwischen 80° N.—70° S. beträgt nach meinen Berechnungen 745*m*, die mittlere Tiefe des Meeres in demselben Gebiete 4·61mal so viel, nämlich 3438*m*. Das Verhältnis der Quadratwurzeln dieser Werthe ist 2.15 : 1, also wesentlich anders als das Verhältnis von Wasser und Land (2.6 : 1). Die von Romieux (Comptes Rendus 1890, 22. Dec.) angenommene Gleichheit beider Verhältnisse ist nicht vorhanden.

Diese beiden Werthe lassen sich nicht vollkommen mit denen anderer Autoren vergleichen, da sich dieselben nur an die Grenzen der Continente und Meeresräume hielten, im N. gewöhnlich nicht bis zum 80. Grad N. B., im S. nicht bis zum 70. Grad S. B. gingen. Die von mir gefundene mittlere Höhe des Landes ist grösser als irgend eine vorher berechnete oder geschätzte Zahl, kommt aber von allen bisher ermittelten der jüngsten, nämlich der von Penck hergeleiteten (705*m*) am nächsten. Die mittlere Meerestiefe nähert sich dagegen am meisten dem älteren Werthe, welchen Krümmel[1]) nach Ausmessung der einzelnen Oceane für das gesammte Weltmeer fand, nämlich 3320*m*; etwas mehr weicht sie von dem Werthe von 3650*m* ab, welchen Penck und Supan[2]) nach den Angaben Murray's berechneten.

Was die mittlere Höhe der ausgeebneten Kruste betrifft, so sehen wir, dass in der Zone zwischen 70°—80° N. die Volumina des Landes und Meeres fast vollständig gleich sind; das ausgeebnete Zonenniveau würde daher mit dem Meeresspiegel zusammenfallen. Die nächste Zone zwischen 60°—70° N. würde ausgeebnet 138 *m* über dem Meeresspiegel zu liegen kommen. Das Zonenniveau zwischen 50°—60° N. liegt schon

[1]) Versuch einer vergl. Morphologie d. Meeresräume. Leipzig 1879.

[2]) Die mittlere Höhe des Landes u. die mittlere Tiefe des Meeres. Petermann's Mitth. 1889 p. 17.

461 *m* unter dem Meeresspiegel. Das Niveau sinkt nunmehr in den folgenden Zonen ziemlich stetig immer tiefer und erreicht seine größten negativen Werthe in 3590 *m* und 3242 *m* zwischen 40°—50° S. und 30°—40° S. Es treten dadurch recht deutlich die vielmal größeren Volumsverhältnisse des Meeres gegenüber denjenigen des Landes vor Augen. Zeigen doch die Tabellen XV und XVI einen Cubikinhalt des Landes von 100,592.900 km^3 gegenüber einem solchen des Meeres von 1.221,238.660 km^3. Die nördliche Hemisphäre gab ausgeebnet zwischen (80°—0° N.) ein Niveau von 1663 *m*, die südliche ein um 1254 *m* tieferes, nämlich von 2917 *m* (von 0°—70° S.). Das gesammte zwischen 80° N. bis 70° S. liegende Gebiet würde ausgeebnet eine Tiefe von 2285 *m* unter dem Meeresspiegel haben. Lässt man die Zone von 70°—80° N. außer Betracht, so kommt auf das ausgeebnete Gebiet zwischen 70° N.—70° S. die wenig von der vorigen verschiedene Tiefe von 2340 *m*.

Die mittlere Höhe von Wasser- und Landoberfläche zeigt wieder bedeutende Ziffern auf der Nordhemisphäre, geringe auf der Südhemisphäre. Ihr höchster Werth mit 640 *m* kommt der Zone zwischen 30°—40° N., ihr niederster mit nur 4 *m* derjenigen zwischen 50°—60° S. zu. Das über die gesammte Fläche (zw. 80°—0° N.) ausgeglättete Land gäbe der nördlichen Halbkugel eine mittlere Höhe von 301 *m*, der südlichen (zw. 80°—70° S.) eine solche von 104 *m*, dem ganzen Gebiet zwischen 0° N. —70° S. 205 *m*. Das ist jenes mittlere Niveau, über welches sich das Luftmeer ausbreitet. Dasselbe ist vom mittleren Krustenniveau um 2490 *m* (— 2285 + 205 *m*) entfernt. Ein Ocean von der beträchtlichen Tiefe von rund 2500 *m* würde in der That die bekannte Erde gleichmäßig umfluten, wenn man sich alle Niveaudifferenzen des Festen ausgeglichen denken würde.

Die von mir befolgte Methode, die mittleren Erhebungsverhältnisse der Kruste aus construierten Parallelkreisabschnitten von 60° zu 60° Länge herzuleiten, ermöglicht nun auch einen Einblick in die Erhebungsverhältnisse der einzelnen Meridianstreifen von 60° zu 60° zu nehmen. Die Tabellen XV und XVI S. 92 enthalten bereits die Volumina der Land- und Meeresräume nach diesen Streifen; durch die Division dieser Volumina durch die in den Tabellen VI und VII enthaltenen Flächeninhalte des Landes und Meeres in denselben Streifen erhält man die entsprechenden mittleren Höhen. Die mittlere Krustenhöhe in den Meridianstreifen wurde analog den früher angegebenen Verfahren hergeleitet. Tabelle XVIII enthält die Ergebnisse der einschlägigen Berechnungen.

Tabelle XVIII.

Mittlere Erhebungsverhältnisse der Meridianstreifen von 60° zu 60° zwischen 80° N. und 70° S. in Meter.

Meridianstreifen zwischen	die mittl. Höhe des Landes	die mittl. Tiefe des Meeres	Die mittlere Höhe der Kruste
180—120° W. v. Gr.	669	4195	—3882
120 - 60	811	3573	—1978
60— 0	636	3792	—2941
0— 60° Ö. v. Gr.	633	2778	—1088
60—120	1035	3184	—1654
120—180	495	2818	—2170
Westliche Halbkugel	743	3851	—2934
Östliche Halbkugel	746	2915	—1637
Gesammte Erde	745	3438	—2285

Die größte mittlere Höhe (1035 *m*) des Landes liegt in dem Streifen zwischen 60°—120° Ö. L.; es ist das mächtige centralasiatische Hochland,

welches diese hohe Ziffer bewirkt; die geringste mittlere Höhe des Landes fällt zwischen 120°—180° Ö. L. mit 495 *m* in den Bereich des Pacific. Die geringste mittlere Tiefe des Meeres kommt dem Meridianstreifen zwischen 0°—60° Ö. L. zu mit 2778 *m*; die größte mittlere Tiefe dagegen hat das Meer zwischen 180°—120° W. L. mit 4135 *m*; es ist dies fast ausschließlich das Gebiet des großen nord- und südpacifischen Oceans. In demselben Meridianstreifen gibt auch die ausgeebnete Kruste der Erde ihren niedrigsten Werth von — 3882 *m*, was durch den verschwindenden Antheil des Landes, nämlich 5·2%, an dem Gesammtflächenraume dieses Meridianstreifens erklärbar wird. Eine ebenfalls bedeutende Tiefe hatte die ausgeebnete Kruste zwischen 60°—0° W., nämlich 2941 *m*, den geringsten Werth, 1088 *m*, weist sie in dem Streifen zwischen 0°—60° Ö. L. auf.

In dieser Vertheilung von Wasser und Land würde, wie ersichtlich, die ausgeebnete Kruste nirgends einen positiven Werth haben, sondern überall beträchtlich unter dem Meeresspiegel zu liegen kommen.

Lässt man, um lediglich symmetrisch zum Äquator befindliche Gebiete in Betracht zu ziehen, die Zone zwischen 70—80° N. von der Berechnung aus, so ergeben sich Werthe, die um Unwesentliches von den eben besprochenen abweichen und welche in Tabelle XIX zusammengestellt sind.

Tabelle XIX.

Mittlere Erhebungsverhältnisse der Meridianstreifen von 60° zu 60° zwischen 70° N. und 70° S. in Meter

Meridianstreifen zwischen	Die mittl. Höhe des Landes	Die mittl. Tiefe des Meeres	Die mittl. Höhe der Kruste
180—120° W. v. Gr.	685	4228	—3973
120— 60	824	3563	—2023
60— 0	484	3819	—3037
0— 60° Ö. v. Gr.	634	2862	—1096
60—120	1060	3241	—1696
120—180	496	2879	—2218
Westliche Halbkugel	706	3912	—3011
Östliche Halbkugel	753	2994	—1670

Nur die mittlere Höhe des Landes zwischen 0—60° W. wird durch Weglassung der nördlichsten Zone wesentlich alteriert, indem sie nach der zweiten Berechnung einen um 152 *m* kleineren Werth zeigt, als sie nach der ersten aufweist. Es wird dies hauptsächlich durch den Wegfall des nördlich vom 70. Grad liegenden Theiles von Grönland, das eine bedeutende mittlere Höhe hat, bewirkt. Vergleicht man östliche und westliche Halbkugel miteinander, so ergibt sich, dass dieselben zwischen 80° N. und 70° S. in ihrer mittleren Höhe fast gar nicht von einander verschieden sind, wogegen sich, falls nur das Gebiet zwischen 70° N. und 70° S. betrachtet wird, eine nennenswerthe Differenz ergibt (47 *m*), um welche die Länder der Westhemisphäre niedriger, als die der Osthemisphäre sind. Dies deutet an, dass durch Erweiterung unserer Kenntnis in den Polarregionen sich noch erhebliche Modificationen in den Ziffern für die mittleren Höhenverhältnisse des Landes ergeben werden. Dagegen ist die mittlere Tiefe des Meeres auf der Westhemisphäre um fast 1000 *m* größer als auf der Osthemisphäre und dementsprechend, sowie vermöge ihrer kleineren Landfläche, erscheint auch ihr mittleres Krustenniveau um 134 *m* tiefer als das der Osthemisphäre. Konnte oben (Seite 86) darauf hingewiesen

werden, dass die atlantische Erdhälfte zwischen 120° W. und 60° O., jener der alten Welt zwischen 0 und 180° O. an Landentwicklung ungefähr gleichkommt, so muss hier hervorgehoben werden, dass ihre mittlere Landoberfläche mit dem Niveau von 694 *m* hinter jenem der Osthemisphäre nennenswerth zurücksteht. Es kommt nämlich der Hemisphäre 60° O. bis 120° W. ein mittleres Landniveau von nicht weniger als 831 *m* zu. Hierin spiegelt sich die bedeutende mittlere Höhe Asiens. Auch das mittlere Krustenniveau der atlantischen Erdhälfte (—2002 *m*) ist geringer als das der Osthemisphäre (—1637 *m*), und dementsprechend hat die Halbkugel zwischen 60° O. und 120° W. ein höheres mittleres Niveau (—1569 *m*) als die Westhemisphäre (—2934 *m*).

Man wird daher nach wie vor die Osthemisphäre als die eigentliche Landhemisphäre bezeichnen müssen, vorausgesetzt, dass nicht etwa sehr hohe Landmassen in den Polarregionen der atlantischen Erdhälfte aufgefunden werden.

Es erübrigt noch darzustellen, wie sich die Höhen- und Tiefenverhältnisse des Landes und Meeres auf der nördlichen und südlichen Halbkugel in den einzelnen Meridianstreifen von 60° zu 60° Länge symmetrisch zum Äquator anordnen. Hierüber gibt Tabelle XX Aufschluss.

Tabelle XX.

Mittlere Erhebungsverhältnisse in den Meridianstreifen von 60° zu 60° beiderseits des Äquator in Meter.

Meridianstreifen zwischen	Mittlere Höhe des Landes	Mitt. Tiefe des Meeres	Mittlere Höhe der Kruste
Nördliche Halbkugel 70 N — 0°			
180—120° W. v. Gr.	703	4452	—3937
120— 60	720	3366	—1308
60— 0	539	3596	—2830
0— 60 Ö. v. Gr.	562	1586	+ 69
60—120	1097	2067	+ 100
120—180	437	3370	—2680
Gesammt	740	3464	—1764
Südliche Halbkugel 0—70° S.			
180—120° W. v. Gr.	224	4026	—4010
120— 60	1089	3685	—2740
60— 0	427	4040	—3242
0— 60 Ö. v. Gr.	866	3249	—2262
60—120	300	5624	3401
120—180	547	2370	—1756
Gesammt	723	3530	—2917

In dieser Tabelle sind die mittleren Höhen- und Tiefenverhältnisse des Landes und Meeres in 12 Meridianstreifen zusammengestellt. Die höchste mittlere Höhe des Landes fällt auf der nördlichen Halbkugel auf die Zone zwischen 60—120° Ö. L. mit 1097 *m*, in welche das Gebiet von Centralasien zu liegen kommt. Auf der südlichen Halbkugel liegt die grösste mittlere Erhebung in der Zone zwischen 60—120° W. L.; es sind die südamerikanischen Cordilleren, welche diese hohe Ziffer bewirken. Die geringste mittlere Höhe fällt auf der nördlichen Hemisphäre auf den Meridianstreifen zwischen 120—180° O. L., also in das Bereich des nördlichen Pacific mit 437 *m*, auf der südlichen zwischen 60—120

Ö. L. im Bereiche des südlichen Pacific mit 300 *m*. Die größte mittlere Tiefe des Meeres entfällt nördlich vom Äquator auf den Streifen zwischen 180—120° W. L. (4452 *m*; nördlicher Pacific), südlich vom Äquator zwischen 60—0° W. L. (4040 *m*; südlicher Atlantic). Fast den gleichen Werth (4026 *m*) hat sie zwischen 180—120° W. L. (südlicher Pacific). Den niedersten Tiefenwerth auf der nördlichen Halbkugel und überhaupt in allen Meridianstreifen hat das Meer zwischen 0—60° Ö. L. (1586 *m*), auf der südlichen zwischen 120—180° Ö. L. (2370 *m*).

Die ausgeebnete Höhe der Kruste hat nur in zwei Meridianstreifen der Nordhemisphäre, in der alten Welt geringe positive Werthe, nämlich + 69 *m*, zwischen 0—60° Ö. L. und + 100 *m*, zwischen 60—120° Ö. L.; in allen übrigen käme das ausgeebnete Gebiet tief unter das Meeresniveau zu liegen. Den größten negativen Werth erreicht es zwischen 180—120° W. L. nördlich vom Äquator in —3937 *m* und südlich vom Äquator in —4010 *m*. Es ist der östliche nord- und südpacifische Ocean, der hier, wenig vom Landgebiet beeinträchtigt, diesen bedeutenden Werthe bedingt.

Tabelle XX S. 97, welche nur die gleich weit vom Äquator gelegenen Theile der Erdoberfläche in Betracht zieht, ergibt Werthe für die mittleren Erhebungsverhältnisse, welche nur wenig von den aus Tabelle XVIII S. 95 hergeleiteten verschieden sind.

Die mittlere Höhe auf der gesammten nördlichen Halbkugel bis 70° N. beträgt 740 *m*, auf der südlichen fast ebenso viel (723 *m*). Auch die mittleren Tiefen des Meeres sind auf beiden Hemisphären fast dieselben, nämlich auf der nördlichen 3464 *m*, auf der südlichen 3530 *m*. Wären nun die Flächenräume einerseits des Landes, andererseits des Meeres zu beiden Seiten des Äquators die gleichen, so müssten auch die mittleren Höhen der ausgeebneten Kruste nördlich und südlich vom Äquator gleiche, oder doch wenig von einander differierende Werthe haben. Dies ist aber, wie früher bereits ausgeführt, nicht der Fall. Während von dem Gesammtflächenraume der nördlichen Halbkugel 40% auf das Land entfallen, hat das letztere auf der südlichen Hemisphäre (immer nur bis zum 70. Grad gerechnet) nur einen Antheil von 14% an dem Gesammtflächenraume. Dies kommt in den mittleren Höhen der Kruste zum Ausdrucke. Nördlich vom Äquator beträgt dieselbe — 1764 *m*, südlich davon um 1153 *m* mehr, nämlich — 2917 *m*.

Die in den vorstehenden Tabellen mitgetheilten Werthe über die Erhebungsverhältnisse des Landes und die Tiefen des Meeres gestatten auch die Massenvertheilung auf der Erdoberfläche wenigstens einigermaßen zu überblicken, sobald sich aus dem Land- und Meeresvolumen die entsprechenden Massen herleiten lassen. Eine vollkommen befriedigende Lösung dieser Aufgabe scheitert an unserer Unkenntnis des specifischen Gewichtes der Erdkruste. Die sehr wechselnde Zusammensetzung derselben aus verschieden schweren Gesteinen macht unmöglich, einen Mittelwerth für ihr relatives Gewicht aufzustellen. Indem wir letzteres auf 2·5 veranschlagen, sind wir uns völlig bewusst, einen ziemlich willkürlichen Werth anzunehmen, der so unsicher ist, dass wir den geringen Betrag, um welchen das Meerwasser schwerer als das süße Wasser ist, vernachlässigen dürfen, und das Gewicht des ersteren auch gleich 1 setzen können.

Wollen wir nun mit Hilfe dieser beiden specifischen Gewichte aus den Erhebungsverhältnissen der Kruste auf die Massenvertheilung in derselben schließen, so müssen wir zunächst die Kruste nach unten begrenzen. Wir wählen dazu, um uns möglichst an die Erdoberfläche zu

halten und nur möglichst wenig Theile der unbekannt schweren, tiefer liegenden Massen in Betracht ziehen zu müssen, das Niveau von 10 *km* unter dem Meeresspiegel, also eine Fläche, welche 11 *km* höher liegt, als das Niveau, auf welches sich Helmert[1] die Unebenheiten der Erdoberfläche condensiert dachte. Das Volumen der durch das Meeresniveau und die -10 *km* Niveaufläche begrenzten Erdkruste können wir, ohne merklichen Fehler zu begehen, als das Product der Erdoberfläche und des Abstandes beider Niveaux ($= 10$ *km*) auffassen. Handelt es sich z. B. um das Volumen einer Zone von der Oberfläche A *km*², so ergibt sich dasselbe zu: $V = 10 . A$ *km*³.

Von diesem Volumen ist das in der betreffenden Zone befindlichen Volumen der Meeresräume (M) zu subtrahieren und hierauf das Volumen des Landmassen (L) zu addieren, so dass sich als Volumen der über der gewählten Niveaufläche gelegenen Erdkruste ergibt zu:

$$V = 10 . A - M + L$$

in Cubikkilometern. Das Gewicht dieses Volumen ist, da 1 *km*³ Wasser eine Billion Kilogramm wiegt, und wenn das specifische Gewicht des Gesteins gleich 2·5 gesetzt wird

$$g = 2·5 \, (10 . A - M + L)$$

Billionen Kilogramm. Diesem Gewichte ist aber noch das des Meeresvolumens M hinzuzurechnen, um das Gewicht der ganzen über dem betreffenden Niveau lagernden Masse zu finden, während das Gewicht der Luftsäule, welches nur einer etwa 4 *m* mächtigen Gesteinsdecke entsprechen würde, füglich außer Betracht bleiben kann. Das Gewicht eines Meeresvolumen von M *km*³ kann aber nach obigem gleich M Billionen Kilogramm gesetzt werden. Wir erhalten daher als Gewicht der ganzen über dem gewählten Niveau befindlichen Masse

$$G = 2·5 \, (10 . A - M + L) + M$$

Billionen Kilogramm. Die Werthe von A, M und L sind von uns berechnet worden (vergl. Tabelle V S. 83, XV u. XVI S. 92). Es bedarf daher nur eines einfachen Rechenexempels, um die Massenvertheilung auf der Erdoberfläche über dem gewählten Nullniveau für einzelne Zonen und Meridianstreifen zu berechnen. Nachdem aber der gewählte Werth für das specifische Gewicht der festen Erdkruste bereits in der ersten Decimale unsicher ist, sind auch die von mir hergeleiteten Zahlen schon in der zweiten Ziffer nicht mehr ganz verlässlich, ich beschränke mich daher, sie nur in abgerundeter Form mitzutheilen, nämlich in Trillionen Kilogramm, d. h. ich nehme als Gewichtseinheit das Gewicht von 1,000,000 *km*³ Wasser, eines Wasserwürfels von 100 *km* Seitenlänge. Folgende Tabelle enthält das Gewicht der Erdkruste nach Zonen.

Tabelle XXI.

Gewicht der Erdkruste sammt Wasserbedeckung nach 10 Grad Zonen über einem Niveau von -10 *km* in Trillionen Kilogramm.

	a Nördl. Breite	*b* Südl. Breite	Differenz *a* − *b*
70–60°	483	401	82
60–50	628	526	102
50–40	730	618	112
40–30	846	735	111
30–20	895	840	55
20–10	903	903	0
10–0	940	937	3
70–0°	5425	4960	465

[1] Helmert, die math. u. phys. Theorien d. höheren Geodäsie Leipzig 1884. II. Band pag. 173.

Deutlich zeigt diese Tabelle die constante Mehrbelastung der Nordhemisphäre gegenüber der Südhemisphäre, welche zunächst in den Zonen niederer Breiten sehr unbedeutend ist, ja infolge von Abrundungen in den Zonen von 20—10° Null (in Wirklichkeit aber noch 765.000 Billionen Kilogramm) beträgt, welche aber zwischen 30 und 70° durchschnittlich mehr als 100 Trillionen Kilogramm in jeder 10°-Zone ausmacht, sodass die Nordhemisphäre in ihrer obersten 10 *km* mächtigen Krustenschicht um 465 Trillionen Kilogramm, d. i. um 8 % ihres Gewichtes schwerer erscheint als die entsprechende Krustenschicht der Südhemisphäre. Nimmt man an, dass die Kruste rings um den Nordpol bis zu 70° N. durchschnittlich zum Meeresspiegel ansteigt, so müsste rings um den Südpol bis zu 70° S. sich eine Landmasse von nicht weniger als 12 *km* mittlere Erhebung erstrecken, wenn in der oberflächlichen Massenvertheilung Gleichgewicht zwischen beiden Hemisphären herrschen sollte. Ein solches Gleichgewicht könnte aber auch hergestellt sein, wenn die Kruste der Südhemisphäre durchschnittlich um 1/10 schwerer wäre als die Kruste der Nordhemisphäre, wenn ihr specifisches Gewicht 2·75 gegenüber 2·5 betrüge. Es erhellt dies einfach aus den von uns in Tabelle XX mitgetheilten Werthen der mittleren Krustenhöhe auf beiden Hemisphären.

Aber nicht bloß Nord- und Südhemisphäre, sondern auch Ost- und Westhemisphäre sind verschieden schwer, wie aus Tabelle XXII hervorgeht.

Tabelle XXII.

Gewicht der Erdkruste sammt Wasserbedeckung nach Meridianstreifen von 60° zu 60° zwischen 70° N. und 70° S. über einem Niveau von −10 *km* in Trillionen Kilogramm

Länge	I a 0—70° N	II b 0—70° S	III a + b 70° N.—70° S.	IV a − b (0—70° N.) − (0—70° S.)
180—120° W	765	758	1523	+ 7
120— 60	935	842	1777	+ 93
60— 0	832	806	1638	+ 26
180— 0 W	2532	2406	4938	+126
0— 60 O	1020	870	1890	+150
60—120	1033	789	1822	+244
120—180	840	896	1736	— 56
0—180 O	2893	2555	5448	+338
180—0°—180°	5425	4961	10386	+464

Wäre die Masse der Erdrinde völlig gleich vertheilt, so müsste allen Meridianstreifen von 60° zu 60° gleiches Gewicht zukommen, da diese gleiche Flächen einnehmen. Statt dessen aber sehen wir sehr beträchtliche Differenzen. Das größte Gewicht kommt dem Meridianstreifen zwischen 60—120° O nördlich vom Äquator zu mit 1034 Trillionen Kilogramm. Fast ebenso groß ist das Gewicht in dem daranschließenden Streifen zwischen 0—60° O. Es sind hier die Massen der großen Nordostfeste der Erde, welche diese hohen Ziffern bewirken. Das kleinste Gewicht kommt den Streifen zwischen 180—120° S. und N., erstere mit 758, letztere mit 765 Trillionen Kilogramm zu; es sind dies die Gebiete des großen pacifischen Oceans. Die Differenz zwischen

dem Gewichte des am stärksten und des am wenigsten belasteten Streifens beträgt demnach 276 Trillionen Kilogramm und zwischen der Ost- und Westhemisphäre ergibt sich eine Gewichtsdifferenz von 310 Trillionen Kilogramm, also mehr noch als zwischen Nord- und Südhemisphäre, nämlich fast 1/20 des gesammten Gewichtes der Kruste über dem Niveau von —10 *km*; letzteres beläuft sich auf 10.386 Trillionen Kilogramm, d. i. 1% des Gesammtgewichtes der Erde (1,082.841 Trillionen Kilogramm). Weit geringer stellt sich der Unterschied des Krustengewichtes der atlantischen Erdhälfte (5305 Trillionen Kilogramm) gegenüber der pacifischen dar (5081 Trillionen Kilogramm), nämlich zu 224 Trillionen Kilogramm. Die Osthemisphäre erscheint nach unseren Berechnungen als die schwerste. Bemerkenswerth ist, dass, wie C. IV, Tab. XXII zeigt, die Nordhälften der einzelnen Meridianstreifen mit alleiniger Ausnahme des Streifens zwischen 120 und 180° O. schwerer sind als die Südhälften. Die eben erwähnte Ausnahme wird dadurch bedingt, dass in die Nordhälfte jenes Streifens die großen Tiefen des Pacific fallen, während sich über die Südhälfte Australien erstreckt [1].

[1] Es liegt nicht in der Aufgabe dieser Arbeit, die sich aus den angestellten Berechnungen ergebenden Schlüsse auf die Lage der Rotationsachse der Erde hier zu entwickeln, es sei nur angedeutet, dass, falls der Erdkern [illegible] in unserem Falle der von der —10 *km*-Niveaufläche eingeschlossene Körper ein homogenes Rotations-Ellipsoid darstellen würde, die ungleiche Belastung desselben auf den einzelnen Meridianstreifen zur Folge haben würde, dass der Erdschwerpunkt nicht unwesentlich excentrisch zum Mittelpunkte dieses Rotations-Ellipsoides gelegen wäre, u. zw. auf der Nord- und Osthemisphäre unter dem Meridianstreifen [illegible] 0—60° Ö. L.

Denken wir uns die 12 auf den einzelnen 60°-Halbkugelabschnitten befindlichen Krustenmassen gleichmäßig ausgebreitet, so haben alle ihren Schwerpunkt unter derselben geographischen Breite, von rund 30°. Jede dieser zwölf Krustenmassen M entwickelt dann auf der rotierenden Erde eine Fliehkraft F.M, welche ihrer Masse direct proportional ist und welche wir uns zerlegt denken können in eine Componente, welche der Schwere entgegen wirkt und in eine andere Componente, welche tangential äquatorwärts gerichtet ist und wiederum direct proportional einer jeweilig in Betracht kommenden Masse, nämlich gleich F.M sin φ ist. Es entstehen daher auf jeder Halbkugel sechs äquatorwärts gerichtete Kräfte, welche paarweise einander entgegenwirken. Einander entgegenwirken zunächst die Tangentialkräfte des nordhemisphärischen und des südhemisphärischen Abschnittes eines jeden Meridianstreifens. Tabelle XXII lässt nun erkennen (Col. IV), dass, entsprechend der größeren Massen auf der Nordhemisphäre die sich hier entwickelnden Tangentialkräfte, welche direct proportional den Differenzen a—b sind, auch größer als die der Südhemisphäre sind, mit alleiniger Ausnahme des Abschnittes zwischen 120 und 180° O. über den abyssischen Tiefen des nördlichen Pacific. Unsere Tabelle XXII verräth auch, dass die äquatorwärts gerichteten Tangentialkräfte auf der Osthälfte der Nordhemisphäre fast dreimal so groß sind als die ihnen entgegenwirkenden der Westhälfte der Nordhemisphäre. Fasst man ferner die zwischen 60° O. und 120° W. auf der Nordhemisphäre sich entwickelnden Tangentialkräfte zusammen, so ergibt sich für dieselben ein zehnmal größerer Werth (420), als für die ihnen entgegenwirkenden, zwischen 120° O. und 60° W. gelegenen Theile derselben Hemisphäre (44). Es muss daher in der Kruste der Nordhemisphäre infolge der starken Belastung derselben zwischen 60° W. und 120° O., also über dem Nordatlantic, namentlich aber über Europa und Asien eine südwärts gerichtete Tangentialkraft zur Entwicklung kommen, sobald unter der 10 *km* dicht gedachten Kruste ein regelmäßiges Rotations-Ellipsoid vorhanden ist, und sobald nicht innerhalb dieser sehr dünn angenommenen Kruste selbst eine Ausgleichung der Ungleichheiten durch Verschiedenheiten des specifischen Gewichtes bewirkt wird.

ANHANG.

4. Der wahre Betrag des Luftdruckes auf der Erdoberfläche.

Im vorigen Abschnitte wurde die mittlere Höhe der Wasser- und Landoberfläche nicht nur für die einzelnen Parallelen, sondern auch für die einzelnen Zonen ausgemittelt, und damit ist die Grundlage für eine Bestimmung des wahren mittleren Luftdruckes, welcher auf der Erdoberfläche herrscht, gegeben. Die Wasser- und Landoberfläche bildet die Basis des Luftmeeres, und wenn sich dieselbe durchschnittlich auf 205 *m* erhebt, wie Tabelle XVII lehrt, so muss man als mittleren Luftdruck der Erde den in diesem Niveau herrschenden bezeichnen, nämlich 740.1 *mm*, falls im Meeresniveau der Luftdruck von 760 *mm* wirklich herrscht. Dies ist aber bekanntlich nicht allenthalben der Fall, und eine Auswerthung des wahren Luftdruckes auf der Erde setzt daher eine Bestimmung des mittleren reducierten voraus.

Eine solche Bestimmung führte Josef Kleiber aus[1] und zwar nach folgender Methode. Er zeichnete nach Mohn's Meteorologie in Karten, welche in Lambert's flächentreuer isocylindrischer Projection entworfen waren, die Isobaren des Juli und Januar. Die von den einzelnen Isobaren umschlossenen Flächen schnitt er aus und bestimmte mittels einer chemischen Waage ihr Gewicht und daraus die Größe ihrer Flächen. Diese Berechnung stellte er für beide Hemisphären und für beide Monate an, und gelangte mittels einfacher Interpolationsrechnung zu folgender Vertheilung des Luftdruckes auf der Erde.

In *mm.*

	Januar	Juli	Mittel
Nördliche Hemisphäre	761.80	758.82	760.31
Südliche Hemisphäre	756.60	759.58	758.09
Gesammte Erde	759.20	759.20	

Darnach ergibt sich, dass zwischen beiden Hemisphären ein constanter Unterschied im mittleren Luftdruck von 2.22 *mm* besteht, und jede Halbkugel zeigt in ihrem Winter einen höheren Luftdruck als in ihrem Sommer und als die jeweilige andere Hemisphäre. Kleiber nahm daher an, dass von Sommer zum Winter große Luftmassen von einer Halbkugel zur anderen strömten.

Eine ähnliche Untersuchung führte A. v. Tillo[2] aus. Dieser übertrug die Isobaren der Hann'schen Karten in der neuen Ausgabe von Berghaus' Physikalischem Handatlas und nach den Karten von Teisserenc de Bort in den »Annales du Bureau Centr. météor.« ebenfalls auf eine Karte in flächentreuer Projection und maß die zwischen den einzelnen Curven liegenden Flächen mittels Planimeters nach einzelnen Zonen aus; dazu wählte er die Zonen von 90° bis 50° N., 50° bis 30° N., 30° bis 0° N., 0 bis 30° S. und 30° bis 50° S. Aus dem Procentantheil der einzelnen Isobarenflächen wurde hierauf der mittlere Luftdruck bestimmt.

[1] Periodische Schwankungen der Atmosphäre zwischen beiden Halbkugeln der Erde. Meteor. Zeitschr. 1887, p. 11.

[2] Recherches sur la répartition de la température et de la pression atmosphérique à la surface du globe. Relation entre les amplitude extrêmes des températures et des pressions athmosphériques moyennes du globe. St. Pétersbourg 1887.

Die wichtigsten Ergebnisse sind folgende:

Es ist der Luftdruck in *mm* in der

Zone zwischen	Januar	Juli	Jahr
90—50° N	761.1	758.0	759.6
50—30	763.8	759.2	761.4
30— 0	761.0	758.5	759.8
0—30° S.	758.4	762.1	760.0
30—50	760.0	760.5	759.6
90° N. —50° S.	760.5	759.9	760.2

v. Tillo's Ergebnisse weichen inbezug auf die mitgetheilten einzelnen Zahlenwerthe von denen Kleiber's ab, bestätigen aber dessen Resultat, dass jeweilig auf der Hemisphäre der größte Druck lastet, welche gerade Winter hat, sodass der von Kleiber gemuthmaßte Luftaustausch zwischen beiden Hemisphären auch nach diesen Messungen stattzufinden scheint. Hann und Angot machten demgegenüber darauf aufmerksam, dass die genannten Untersuchungen nicht mit dem wirklichen, sondern mit dem auf den Meeresspiegel reducierten Luftdruck rechnen, und dass unter Berücksichtigung des wirklichen Luftdruckes sich eventuell andere Ergebnisse herausstellen könnten. Der außerordentlich hohe Luftdruck zum Beispiel, den wir in Ostasien für den Januar auf den Isobarenkarten verzeichnet finden (Gebiete über 778 *mm*), besteht dort in Wirklichkeit nicht, man beobachtet vielmehr Barometerstände, welche um circa 40 *mm* niedriger sind, als die auf den Isobarenkarten durch Reduction auf das Meeresniveau angegebenen. So spielt zur Ermittelung dynamischer Vorgänge in der Atmosphäre die Auswerthung des wahren Luftdruckes und damit des wirklichen Luftquantums eine bedeutende Rolle.

Um nun zu einer Berechnung desselben zu gelangen, bestimmte ich zunächst den reducierten Barometerstand für die einzelnen Zehngradzonen. Ich habe zu diesem Zwecke nach den schon erwähnten Karten von Hann auf den Parallelkreisen von 10° zu 10° die zwischen den einzelnen Isobaren liegenden Längen sorgfältig ausgemessen und zwar gieng ich, soweit die Karten reichen, im Norden bis zum 80. Grad, im Süden bis zum 50. Grad.

Tabelle XXIII.

Mittlerer reducierter Barometerstand auf den einzelnen Parallelkreisen in *mm*.

	Januar	Juli	Jahr	Differenz, Jan. Juli
80° N	757.5	759.1	760.6	−1.6
70	757.8	757.7	759.6	−0.4
60	756.8	757.4	759.4	−1.6
50	755.6	758.7	760.5	−3.2
40	756.3	759.8	762.3	−3.5
30	765.0	759.1	761.6	+5.9
20	762.0	757.9	759.6	+4.1
10	759.4	758.1	758.5	+1.3
0	757.9	759.5	758.5	−1.6
10° S.	757.5	760.9	759.0	−3.4
20	758.0	763.6	760.2	−5.6
30	761.5	765.4	762.8	−3.9
40	764.4	760.4	761.2	+4.0
50	753.7	755.0	752.1	−1.8

Durch Multiplication der einzelnen Längenstücke mit dem arithmetischen Mittel der sie begrenzenden Isobaren, Addition dieser sich ergebenden Producte und Division dieser Summe durch die Gesammtlängenerstreckung des betreffenden Parallels erhielt ich den auf denselben herrschenden mittleren Luftdruck. Vorstehende Tabelle XXIII enthält die Ergebnisse meiner Messungen für den Januar Juli und das Jahr.

Was besonders bei Betrachtung dieser Tabelle auffällt, ist, dass der mittlere Barometerstand des Jahres keineswegs immer das Mittel aus den Barometerständen des Juli und Januar ist. Es ist dies dadurch zu erklären, dass diese beiden Monate nicht immer die Extreme des Luftdruckes angeben. Bekannt ist ja z. B., dass in einem großen Theile der circumpolaren Region der Luftdruck im April und nicht im Januar sein Maximum erreicht. Daraus folgt auch, dass die Gewinnung von Mittelwerthen für das Jahr aus den Januar- und Juliisobaren, wie Kleiber sie berechnete, nicht für alle Theile der Erdoberfläche zutreffend ist. Überraschen muss daher, dass bei v. Tillo das Jahresmittel, welches nach einer eigenen Karte der Jahresisobaren berechnet wurde, fast vollständig dem arithmetischen Mittel seiner gefundenen Mittelwerthe des Juli und Januar ist.

Den größten mittleren Barometerstand im Januar hat nach meinen Ausmessungen der 30. Parallel mit 765 *mm*. Das außerordentliche Luftdruckmaximum in Ostasien am 50. und 60. Grad N. B. wird durch die Minima des nordatlantischen und nordpacifischen Oceans ausgeglichen und gelangt gar nicht augenfällig zur Geltung auf diesen Parallelkreisen. Den höchsten Barometerstand im Juli zeigt der 30. Grad S. B. mit 765.4 *mm*. Das breite Band hohen Luftdruckes, welches sich in südlichen Breiten zu dieser Zeit um die ganze Erde schlingt, bewirkt auch am 10., 20. und 40. Grad S. B. hohe Luftdruckmittel.

Bemerkenswerth ist, dass der hohe Luftdruck im Januar in 30° N. B. genau äquivalent ist dem hohen Luftdruck im Juli auf 30° S. B. Die Maxima des mittleren Luftdruckes eines Jahres liegen auf der nördlichen Halbkugel am 40. und 30. Grad mit 762.3 und 761.6 *mm*, auf der südlichen in denselben Breiten mit 761.2 und 762.3 *mm*. Der niederste mittlere Luftdruck kommt im Jahre, Juli und Januar dem 50. Grad S. B. zu.

Wie ersichtlich, weichen in den meisten Fällen die Luftdruckmittel aufeinander folgender Parallelkreise nur um weniges ab. Es ist daher wohl berechtigt, die Luftdruckmittel für die zwischen denselben liegenden Zonen durch Mittelbildung zu gewinnen. Es wurde zu diesem Zwecke die Längenerstreckung jedes Parallels mit seinem mittlern Luftdruck multipliciert und das Product durch die Gesammtlängenerstreckung bei der Parallele dividiert. Die in dieser Weise gewonnenen mittleren Luftdruckwerthe sind in nachfolgender Tabelle XXIV. zusammengestellt.

Die Betrachtung dieser Tabelle muss naturgemäß Ähnliches ergeben, wie die der vorigen. Der höchste Luftdruck im Januar kommt der Zone zwischen 20 bis 30° N. zu mit 763.5 *mm*; einen ebenfalls bedeutenden Luftdruck besitzt die Zone zwischen 30 bis 40° S., nämlich 762.9 *mm*. Im Juli fällt der höchste Luftdruck, entsprechend dem hohen Luftdruck des Januars zwischen 20° bis 30 N., in die Zone zwischen 20° bis 30° S. Die größten Luftdruckwerthe für das Jahr haben die Zonen zwischen 30° bis 40° N. = 761.9 und die entsprechende zwischen 30° bis 40° S. = 761.8. Sehr unregelmäßig sind die Zonen niedersten Luftdruckes in den einzelnen Zeitabschnitten vertheilt. Im Januar fällt der niederste Luftdruck auf die Zonen zwischen 60° bis 50° N. und 50° bis 40° N. mit 755.6 resp. 755.7 *mm*. Im Juli haben die Zonen zwischen 70° bis

50° N. und 40 bis 50° S. den niedersten Werth von 757.5 *mm*. Im Jahre endlich kommt der niederste Luftdruck mit 758.5 *mm* der Zone zwischen 0° bis 10° zu. Fast ebenso niedrig, 758.8 *mm*, ist er in den Zonen zwischen 10° bis 20° N., 0° bis 10° S. und 40° bis 50° S.

Tabelle XXIV

Mittlerer (reducierter) Barometerstand in den einzelnen Zonen in *mm*

Zone zwischen	Januar	Juli	Jahr	Differenz Jan.—Juli.
80—70° N	757.4	758.1	759.9	—0.7
70—60	756.4	757.5	759.4	—1.1
60—50	755.6	758.1	760.0	—2.5
50—40	755.7	759.3	761.5	3.6
40—30	760.9	759.4	761.9	+1.5
30—20	763.5	758.5	760.3	+5.0
20—10	760.6	758.0	758.8	+2.6
10—0	758.7	758.8	758.5	—0.1
0—10° S.	757.7	760.2	758.8	2.5
10—20	757.7	762.2	759.6	4.5
20—30	759.7	764.5	761.2	—4.8
30—40	762.9	763.0	761.8	0.1
40—50	759.5	757.5	758.8	+2.0
Nördl. Hemisph.				
(80—0° N.)	759.0	758.7	759.9	+0.3
(50—0° N.)	760.0	758.8	760.1	+1.2
Südl. Hemisph.				
(0—50 S.)	758.6	760.7	759.8	—2.1
Gesammt				
80° N.—50° S	758.9	759.6	759.6	—0.7

Aus dem Luftdrucke der einzelnen Zonen ist der für die beiden Hemisphären und die gesammte Erde durch entsprechende Mittelbildung hergeleitet worden, und die einschlägigen Werthe sind bereits in die Tabelle XXIV aufgenommen worden. Man sieht, dass auf der Nordhemisphäre im Januar und Juli beinahe derselbe Druck herrscht, indem sich für den Januar ein nur um 0·3 *mm* höherer Druck ergibt, als für den Juli. Eine solch' geringfügige Differenz aber liegt noch in den Grenzen der wahrscheinlichen Fehler unserer Berechnung. Ganz anders verhält es sich mit der Südhemisphäre. Wir erhalten für den Januar einen um 2·1 *mm* niedrigern Druck als für den Juli, welche Thatsache wohl dadurch erklärlich wird, dass bei unserer Berechnung volle 23·5 % der Südhemisphäre außer Betracht bleiben mussten, nämlich die Calotte bis 50° S. Lassen wir die entsprechende Calotte der Nordhemisphäre außer Betracht, so ergeben sich für die Zone von 0°—50° N gleichfalls namhafte Druckunterschiede für Januar und Juli. Der Januar, also wieder der Wintermonat, hat einen zu hohen Druck, und zwar im Betrage von 1.2 *mm*. Diese Druckdifferenz wird nun auf der Nordhemisphäre durch eine entgegengesetzte in den höheren Breiten derselben Halbkugel compensiert. Es liegt also nahe, anzunehmen, dass auch die Luftdruckunterschiede zwischen Januar und Juli in dem Gebiete zwischen 0°—50° S durch solche in den höheren Breiten ausgeglichen werden. Entsprechend den oben erörterten Verhältnissen ist der Luftdruck im Januar in dem ganzen untersuchten Gebiete, also zwischen 80° N. und 50° S. etwas geringer als im Juli, im Jahresmittel zeigt sich gleichwohl nur ein ziemlich unbedeutender Druckunterschied (0·6 *mm*) zwischen der Nord- und Südhemisphäre.

Mit den Kleiber'schen Ergebnissen stimmen meine Untersuchungen in den die ganze Erde betreffenden Zahlen, etwas weniger mit den

v. Tillo'schen; doch sind die Differenzen verhältnismäßig geringfügige. Eine vollständige Uebereinstimmung ist übrigens auch deshalb ausgeschlossen, weil Kleiber seine Berechnungen bis zum Nord- und Südpol und v. Tillo von 90° N. bis 50° S. vornahm, während ich nur das Gebiet von 80° N. bis 50° S. berücksichtigte. Hinsichtlich der für die einzelnen Hemisphären gefundenen Werthe aber weichen meine Ergebnisse nennenswerth von denen der eben genannten Forscher ab, und dafür, dass von Sommer zu Winter beträchtliche Luftmassen von einer Halbkugel zur andern strömen, geben meine Untersuchungen keinen Anhalt, sie zeigen vielmehr, dass der Ausgleich der Druckdifferenzen von Januar und Juli durch Luftbewegungen zwischen den höheren und niederen Breiten derselben Halbkugel erfolgt.

Um den wahren Barometerstand auf den einzelnen Parallelen und Zonen zu ermitteln, müssen die in den beiden Tabellen XXIII und XXIV gegebenen Werthe auf die bereits früher bestimmten mittleren Höhen der Land- und Wasseroberfläche der Parallele und der Zonen reducirt werden. Ich that dies nach der von Hann aufgestellten Formel, welche lautet:

$$h = 18429 \log \left(\frac{B}{b}\right) (1 + 0.004\ t)\ (\text{Schwere-Correction})^{1)}$$

Da bereits auf den in den Karten eingezeichneten Isobaren die Temperatur- und die Schwere-Correction vorgenommen wurde, so vereinfacht sich die Formel zu

$$h = 18429 \log \left(\frac{B}{b}\right)$$

woraus sich als wahrer Barometerstand in der Höhe h, wenn B der Luftdruck im Meeresniveau ist, ergibt:

$$\log b = \log B - \frac{h}{18429}$$

Folgende Tabelle XXV enthält die Ergebnisse der Berechnungen für die einzelnen Parallelen von 10° zu 10°.

Tabelle XXV.

Wahrer Barometerstand auf den einzelnen Parallelkreisen in *mm*.

	Januar	Juli	Jahr	Differenz. Jan.—Juli
80 N.	720.8	722.3	723.7	—1.5
70	722.6	722.8	724.7	0.2
60	733.6	735.1	737.1	—1.5
50	725.7	728.8	730.5	—3.1
40	716.6	719.9	722.2	—3.3
30	717.3	711.8	714.1	+5.5
[illegible]	740.9	736.9	738.5	+4.0
10	746.1	744.9	745.2	+1.2
0	744.9	746.9	745.5	—2.0
10 S.	743.4	746.7	744.9	—3.3
20	741.3	746.8	743.5	—5.5
30	750.5	754.3	751.2	—3.8
40	762.5	758.5	759.3	+4.0
50	752.8	754.1	751.2	—1.3

Die Tabelle verräth nichts mehr von der charakteristisch symmetrischen Anordnung des Luftdruckes beiderseits des Aequators, welche

1) Hann, »Die Vertheilung des Luftdruckes über Mittel- und Südeuropa« Geogr. Abh., herausgeg. von A. Penck. Wien, Ed. Hölzel 1887. p. 97.

Tabelle XXIII auszeichnet, der Einfluss der verschiedenen Erhebung verwischt hier gänzlich den der geographischen Breite, und den geringsten Luftdruck treffen wir auf dem höchsten Parallel, dem 30. N. B. Anderweitig spiegelt sich der Einfluss der Erhebung darin, dass der Druckunterschied Januar-Juli sich durchweg gemindert hat, wenn auch nur in bescheidenem Maße, gewöhnlich nur um 0·1 *mm*; auf dem höchsten Parallel jedoch am meisten, nämlich um 0·4 *mm*. Durch die Erhebung wird bewirkt, dass der jahreszeitliche Luftdruckunterschied in Wirklichkeit geringer ist, als nach dem auf das Meeresniveau reducierten Luftdrucke.

Tabelle XXV könnte durch Combination mit den in Tabelle XIV gebenen Zahlen dazu verwerthet werden, um den wahren mittleren Luftdruck in den einzelnen Zonen zu bestimmen, analog dem Verfahren, nach welchem die in Tabelle XXIV wiedergegebenen Werthe berechnet sind. Da jedoch dies Verfahren die Berechnung der mittleren Höhe einer Zone aus nur zwei Parallelen involvieren würde, und wir diese Höhe früher bereits aus den Erhebungsverhältnissen dreier Parallelen herleiteten, so berechnen wir den wahren mittleren Luftdruck in den einzelnen Zonen aus den in Tabelle XVII und Tabelle XXIV niedergelegten Zahlen. Die Ergebnisse sind in Tabelle XXVI zusammengefasst.

Tabelle XXVI.

Wahrer mittlerer Barometerstand in den einzelnen Zonen in *mm*.

	Januar	Juli	Jahr	Jan.–Juli Differenz
80–70° N	725.6	726.3	728.0	−0.7
70–60	724.1	725.2	727.0	−1.1
60–50	730.2	732.6	734.4	−2.4
50–40	724.2	727.6	728.1	−3.4
40–30	702.4	701.0	703.3	+1.4
30–20	737.3	732.5	734.3	+4.8
20–10	746.2	743.6	744.3	+2.6
10–0	745.4	745.5	745.2	−0.1
0–10 S.	744.4	746.8	745.5	−2.4
10–20	738.6	743.0	740.5	−4.4
20–30	743.9	748.6	745.9	−4.7
30–40	757.9	758.0	756.8	−0.1
40–50	757.6	755.6	756.9	+2.0
Nördl. Halbkugel 80–0° N	731·0	730.7	731.5	+0.3
Südl. Halbkugel 0–50° S.	745.0	747.0	745.7	−2.0
Gesammt v. 80° N.–50° S.	736.5	737.2	737.2	−0.7

Ein Vergleich mit den fictiven, auf das Meeresniveau reducierten Luftdruckmitteln zeigt wieder vor allem den gewaltigen Einfluss der Landhöhen. Zwischen 40–30° N. ist durch das Landniveau von 640 *m* das Jahresmittel von 761·9 auf 703·3 also um 58·6 *mm* gesunken. Sehr bedeutend ist auch die Verringerung des Luftdruckmittels in den Zonen zwischen 80–70 N. und 70–60° N., nämlich 31.9 und 32·4 *mm*. Die Differenzen zwischen dem Luftdruck im Januar und jenem im Juli haben sich im Allgemeinen etwas verringert, jedoch macht sich dies in den Mitteln für die Hemisphäre kaum noch geltend, so dass die oben anlässlich der Besprechung von Tabelle XXV gemachten Bemerkungen über die Vertheilung des reducierten Luftdruckes auch vollinhaltlich für die des wahren gelten: Ein Hinüber- und Herüberfließen größerer Luftmassen von einer zur anderen Hemisphäre lässt sich nicht nachweisen;

auf der Südhemisphäre aber muss in höheren Breiten die im Laufe des Jahres resultierende Luftdruckverschiedenheit dieser Hemisphäre sich compensieren. Zwischen 80—0° N., also für fast die nördliche Hemisphäre mit einem mittleren Landniveau von 301 *m* stellt sich der wahre Barometerstand im Jahre um 28·4 *mm*, auf drei Viertel der südlichen Halbkugel zwischen 0—50° S. mit einem mittleren Landniveau von 145 *m* um 13·6 *mm* und auf dem gesammten Gebiete zwischen 80° N—50° S mit einem mittleren Landniveau von 240 *m* um 22·4 *mm* niedriger als der bezügliche reducierte Barometerstand. Vergleichen wir die wahren Luftdruckverhältnisse zwischen nördlicher und südlicher Halbkugel, so sehen wir, dass der Luftdruck auf der südlichen Halbkugel im Januar um 14 *mm*, im Juli um 16·3 *mm* und im Jahre um 14·2 *mm* höher ist, als auf der nördlichen Halbkugel zu den betreffenden Zeiten. Diese großen Unterschiede sind eben auf das Überwiegen der Landmassen auf der nördlichen Halbkugel zurückzuführen.

Von diesen Zahlen dürfte die für die Nordhemisphäre in Zukunft wohl nicht stark geändert werden, da für ihre Bestimmung die hypsometrischen Verhältnisse und die Isobaren von 98 Procent der Halbkugel verwerthet wurden. Anders verhält es sich mit dem Werthe für die Südhemisphäre: derselbe hat nur für drei Viertel derselben Giltigkeit und er erfährt schon dann, wenn wir das Bereich der hypsometrisch einigermaßen bekannten Zone von 50—60° S. in Betracht ziehen, eine gewisse Umänderung, denn dann hat man ein mittleres Niveau der Wasser- und Landoberfläche von 104 *m*, anstatt von 145 *m*. Wird nun angenommen, dass im Meeresniveau zwischen Äquator und 70° S. derselbe Luftdruck von 759·3 *mm* herrscht, wie zwischen Äquator und 50° S., so hätte man für die Südhemisphäre einen wahren Luftdruck von 749.5 *mm* anstatt, wie oben berechnet, von 745·7 *mm*, so dass sich das Luftdruckunterschied gegenüber der Nordhemisphäre auf 18 *mm* steigern würde. Dieser Werth muss als Maximum gelten, da nach unseren bisherigen Kenntnissen der Luftdruck in den höheren Breiten der Südhemisphäre geringer ist als sonst im Meeresniveau, und weil hier wohl auch größere Landmassen sich erstrecken. Hieraus erhellt, dass wir noch weit davon entfernt sind, den wahren auf der Erde herrschenden Luftdruck genau angeben zu können. Nach unserer heutigen Kenntnis können wir denselben auf 740·4 *mm* veranschlagen, einen mittleren Luftdruck im Meeresniveau von 759·6 *mm* und eine mittlere Höhe der bekannten Land- und Wasseroberfläche von 205 *m* voraussetzend. Hiernach ergibt sich das Gewicht des Luftmeeres zu 5·1344 Trillionen Kilogramm, das ist 247mal weniger als das Gewicht des bekannten Oceans. Es hat das gesammte Luftmeer nur das Gewicht von einer 10.068 *m* hohen Wasserschichte.

5. Die mittleren Höhen der Continente.

Um einen Vergleich mit früheren Arbeiten, welche durch die Bestimmung der mittleren Höhen der einzelnen Continente zu einem Werthe der mittleren Höhe des gesammten Festlandes gelangten, zu ermöglichen, habe ich es ebenfalls unternommen, auf Grund meiner Profile die mittleren Höhen der Continente zu bestimmen. Dieser Anhang wurde erst nach Abschluss des vorhergehenden Theiles in Angriff genommen. Um die Längenerstreckung der Continente, sowie die bezüglichen Profilflächen auf den einzelnen Parallelkreisen zu gewinnen, mussten zahlreiche neue Messungen angestellt werden. Trotzdem stimmen die folgenden Ergebnisse befriedigend mit den ent-

sprechenden früheren. (Vgl. Tab. I, VI, XII und XV.) Zu bemerken ist, dass die Polargebiete südlich vom 60. Grad S. B. außer Betracht gelassen wurden. Zu Europa wurde Transkaukasien, Island, Spitzbergen und Nowaja Semlja, zu Nordamerika der arktische Archipel und Grönland, sowie Centralamerika mit Westindien, zu Australien schließlich Neuguinea und Polynesien hinzugerechnet Nachfolgend die Längenerstreckungen und Profilflächen. Tabellen XXVII und XXVIII, S. 110.

Aus diesen Zahlen wurden wieder die Flächen und Volumina der einzelnen Continente nach Zehngrad-Zonen mittels der Simpson'schen Formel berechnet. (Tab. XXIX u. XXX S. 111) Nach den folgenden Werten ist es nunmehr ein leichtes die mittlere Höhe beliebiger Zonen zu ermitteln, indem man den Flächeninhalt derselben in den Cubikinhalt dividiert.

Es liegt nahe, die für die einzelnen Zonen Afrikas gefundenen Flächenräume und Volumina, wie sie sich nach dem verhältnismäßig rohen Verfahren der Berechnung mittels der Simpson'schen Formel aus drei Parallelschnitten ergeben, mit den genaueren Werten zu vergleichen, welche ich in der Arbeit: „Die mittlere Höhe Afrikas"[1] gab. Bei letzterer Arbeit wurde der Flächeninhalt des Landes der einzelnen Gradtrapeze und der Zonen durch genaue planimetrische Ausmessung, das Volumen durch planimetrische Messung von Isohypsenflächen und Verrechnung der sich ergebenden Zahlen nach der hypso-

Tabelle XXVII.

Längenerstreckung der Continente auf den einzelnen Parallelkreisen in km.

	Europa	Asien	Afrika	Australien mit Polynesien	Nord-Amerika	Süd-Amerika	Gesammt Land
80° N	310	—	—	—	1220	—	1530
75	140	860	—	—	1940	—	2940
70	440	3630	—	—	3430	—	7500
65	2290	5840	—	—	4930	—	13060
60	2470	5[illegible]20	—	—	4200	—	12190
55	3360	5060	—	—	4450	—	12870
50	3510	6680	—	—	4320	—	14510
45	3060	7250	—	—	4760	—	15070
40	1710	8240		—	4230	—	14180
35	20	8600	1420	—	4070	—	14110
30		8330	4040	—	2660		15080
25		7060	5080	10	1350	—	13500
20		5020	5600	90	1580		12290
15		2810	6200	10	1000	—	10020
10		740	7140	70	270	1350	9570
5		980	5210	—	—	2810	9000
0		1460	3820	60		3330	8670
5° S.		380	3000	1000		5090	9470
10		70	2890	540	—	4590	8090
15			3350	1550		3900	8800
20			2670	3120		3140	8930
25			2220	3920		2300	8440
30	—		1320	3660		2060	7040
35	—		—	1450		1470	2920
40	—	—	—	220		980	1200
45	—	—		310		670	980
50	—	—				450	450
55	—	—		—	—	250	250
60	—	—	—	—	—	—	

[1] Petermann's Mittheilungen 1888 pag 214

XXVIII.

Profilflächen der Continente auf den einzelnen Parallelkreisen in km^2.

	Europa	Asien	Afrika	Australien mit Polynesien	Nord-Amerika	Süd-Amerika	Gesammt
80° N.	104	—	—	—	2720	—	2824
75	[illegible]	268	—	—	2988	—	3288
70	280	1132	—	—	3764	—	5176
65	1040	2055	—	—	3015	—	6110
60	1047	2105	—	—	2638	—	5790
55	712	2584		—	2626	—	5922
50	980	4244	—	—	3094	—	8318
45	[illegible]	4512	—	—	3366	—	9104
40	1362	7840	—	—	4080	—	13282
35	12	18684	1120	—	3920	—	23736
30	—	14576	1240	—	2056	—	17872
25	—	5896	1920	4	1308	—	8628
20	—	4452	2040	52	1936	—	8480
15	—	2148	2336	2	920	—	5406
10	—	272	4440	10	65	781	5568
5	—	688	2876	—	—	2160	5724
0	—	918	3002	6	—	1584	5510
5° S.	—	256	2046	1688	—	2040	6090
10	—	[illegible]	2880	326	—	2640	[illegible]
15	—	—	3400	678	—	4600	8678
20	—	—	1804	1062	—	3840	6706
25	—	—	2044	1458	—	2680	6182
30	—	—	1280	1160	—	1680	4120
35	—	—	—	302	—	968	1270
40	—	—	—	56	—	520	576
45	—	—	—	200	—	460	660
50	—	—	—	—	—	258	258
55	—	—	—	—	—	78	78
60	—	—	—	—		—	—

graphischen Curve Pencks gewonnen. Es sei zunächst eine Gegenüberstellung der Flächenwerthe in 1000 km^2 gegeben. Wohl zu berücksichtigen ist jedoch, dass in jener früheren Arbeit die Inseln Afrikas nicht den Zonen einverleibt wurden, während bei vorliegender Arbeit überall die Inseln in die betreffenden Zonen sich einberechnet finden.

Flächen in 1000 km^2

	Nach der planimetrischen Ausmessung	Nach der Berechnung mittels der Simpson'schen Formel
	I	II
40—30° N.	1643	1801
30—20	5545	5537
20—10	6878	6922
10—0	5918	5861
0—10° S.	3516	3448
10—?0	3170	3500
20—30	2121	2376
30—40	469	244
Inseln	621	den Zonen einverleibt
Summe	29881	29691

Wie ersichtlich, zeigt sich im Allgemeinen ziemliche Übereinstimmung. Die beiderseitigen Werthe von 10—20° S. müssen verschieden sein, wegen der Einberechnung Madagaskars bei der zweiten Zahlenreihe. Zählt man zu der Summe der Zonen von 10—20° S. und

Tabelle XXIX.

Flächeninhalt der einzelnen Continente in 1000 km^2.

Zonen	Europa	Asien	Afrika	Australien mit Polynesien	Nord-Amerika	Süd-Amerika	Summe
80—70° N.	244	1315	—	—	2208	—	3767
70—60	2243	5040	—	—	5082	—	13365
60—50	3602	6118	—	—	4880	—	14600
50—40	3231	8134	—	—	5110	—	16475
40—30	331	9424	1801	—	4281	—	15837
30—20	—	7667	5537	34	1771	—	14999
20—10	—	3131	6922	37	1027	230	11407
10— 0	—	1228	5891	24	50	2951	10144
0—10 S.	—	[illegible]	3448	848	—	5210	10070
10—20	—	—	3500	1798	—	4330	9628
20—30		—	2376	4148	—	2660	9184
30—40	—	—	244	1790	—	1651	3685
40—50	—	—	—	271	—	761	1032
50—60	—	—	—	—	—	269	269
Summe	9651	43621	29719	[illegible]	24409	18122	134462

Tabelle XXX.

Cubikinhalt der einzelnen Continente in 1000 km^3.

Zonen	Europa	Asien	Afrika	Australien mit Polynesien	Nord-Amerika	Süd-Amerika	Summe
80—70° N.	95	410	—	—	3429	—	3934
70—60	1020	2129	—	—	3429	—	6578
60—50	904	3090	—	—	3007	—	7001
50—40	1342	5581	—	—	3821	—	10744
40—30	261	17963	1058	—	4034	—	23316
30—20	—	7501	2024	13	1685	—	11223
20—10	—	2450	2918	12	1042	156	6578
10— 0	—	626	3592	3	12	2028	6261
0—10° S.	—	374	2592	1206	—	2055	6257
10—20	—	—	3372	756	—	4604	8732
20—30	—	—	2079	1481		3188	6748
30—40	—	—	237	580		1131	[illegible]
40—50	—	—	—	153	—	490	643
50—60	—	—	—	—	—	106	106
Summe	3622	40124	17872	4204	20459	13788	100069

20—30° S. den Flächenraum Madagaskars mit 592.000 km^2 hinzu, so erhält man 5883.000 km^2, das ist ein Werth, welcher sehr nahe kommt der Summe der beiden genannten Zonen nach II, nämlich 5876.000 km^2. Einen entschieden falschen Werth liefert die Simpson'sche Formel bei der Zone zwischen 30—40° S. Dies hat seinen Grund in dem Umstande, dass das Capland südlich vom 30 Grad S. B. sich noch massig ausbreitet, dem 35. Parallel wohl sehr nahe kommt, ihn aber doch nicht mehr erreicht. Daher gibt auch die Simpson'sche Formel hier einen fast um die Hälfte (um 225.000 km^2) zu kleinen Werth. Schlecht übereinstimmend ist auch der Flächeninhalt für die Zone zwischen 30—40° N.; hier gibt die Simpson'sche Formel einen um 158.000 km^2 zu großen Flächenraum. Dies hat wieder seinen Grund darin, dass nicht drei, sondern nur zwei Parallelschnitte mittels der Simpson'schen Formel zur Bestimmung des Flächeninhaltes verwerthet werden konnten. Die für das gesammte Afrika mit den Inseln gefundenen Flächenräume stimmen sowohl untereinander, als auch mit dem von Wagner[1])

[1]) Petermann's Mittheilungen Ergänzungsbericht XV, Heft 69. 1882.

gegebenen von 29,904.000 km^2 überein; beträgt doch der Fehler des nach der Simpson'schen Formel berechneten Flächeninhaltes gegenüber der exacten Arealangabe Wagner's nur 0·7⁰/₀.

Weit weniger, ja in manchen Fällen gar keine Uebereinstimmung zeigt sich bei den Volumina der einzelnen Zonen in der jetzigen Arbeit, verglichen mit der früheren. Es wird dies leicht erklärlich, wenn man bedenkt, dass die Volumina in dem einen Falle aus, im Durchschnitte 370 *km* von einander entfernten Profilen, im anderen aber durch genaue Messungen und Berechnungen der Isohypsenflächen gefunden wurden.

Volumina in 1000 km^3

	Nach planimetrischer Ausmessung von Isohypsenflächen I	Nach der Berechnung mittels der Simpson'schen Formel II
40—30° N	961	1058
30—20	2155	2024
20—10	3377	2938
10—0	4361	3592
0—10° S	2916	2592
10—20	3195	3372
20—30	2150	2079
30—40	558	237
Inseln	384	den Zonen einverleibt.
Summe	20057	17892

Die grösste Differenz waltet in der Zone zwischen 10—0° N., also eben dort, wo es mit unseren hypsometrischen Kenntnissen am schlechtesten bestellt ist, und wo sowohl die Legung der Isohypsen als die Zeichnung von Profilen die grösste Willkür gestatten. Dazu kommt der Umstand, dass der 5. Grad N. B. zwischen 10° W. bis 10° O. nur niederes Küstenland streift und das Konggebirge, das bei planimetrischer Ausmessung der Isohypsenflächen sehr schwer ins Gewicht fällt, hiedurch bei der Berechnung nach der Simpson'schen Formel ganz außer Betracht kommt. Die ebenfalls grosse Differenz zwischen 10—20° N. wird dadurch bewirkt, dass kein Parallel das eigentliche Hochland von Abessinien schneidet; sowohl der 15. als der 10. Parallel gehen durch tiefere Partien und lassen die eigentliche Hauptmasse des Hochlandes zwischen sich liegen, wodurch es in der Berechnung des Volumens der Zone verloren geht. Bei 10—20° S. wird in II der höhere Cubikinhalt durch Madagaskar hervorgerufen. Für die Zone von 30—40° S. ist das gleiche zu sagen, wie bei Besprechung der Flächenverhältnisse. Alle diese Umstände bewirken, dass Afrika nach meiner neuen Berechnung ein um 2165.000 km^3 geringeres Volumen zeigt als nach der ersteren. Dies hat auch zur Folge, dass sich die mittlere Höhe Afrikas um 70 *m* geringer, nämlich zu 602 *m* ergibt.

Was die Flächenräume der übrigen Welttheile betrifft, so zeigt sich namentlich bei Australien (mit Polynesien) eine große Uebereinstimmung mit den genauen Arealangaben Wagner's, wonach dasselbe einen Flächenraum von 8,980.000 km^2 einnimmt. Bedeutend zu klein dagegen erscheint Europa, das in seinen weitesten östlichen Grenzen, d. h. einschließlich des Uralgebirges, Kaukasus, Kaspisteppe bis Emba nebst Spitzbergen, Nowaja Semlja und Island nach Wagner 10,000,000 km^2 Flächeninhalt hat; ferner Asien, dem 44,260,000 km^2 zukommen. Nordamerika gibt Wagner zu 19,850.000 km^2 an. Rechnet man hinzu Centralamerika mit Westindien (791,000 km^2), ferner Grönland

170.000 km^2) und den nordamerikanischen Inselarchipel, so erhält man einen Werth, der dem obigen von 24.409.000 km^2 sehr nahe kommt. Der Flächeninhalt Südamerikas (17,750.000 km^2) nach Wagner ist um 2% kleiner als der von mir gefundene von 18,122.000 km^2.

Durch Division des Flächeninhaltes (Tabelle XXIX S. 111) in die bezüglichen Volumina (Tabelle XXX S. 111) ergeben sich die mittleren Höhen der Continente. Des Vergleiches wegen stelle ich die von anderen Autoren gefundenen Werthe mit meinen zusammen. (Tabelle XXXI).

Tabelle XXXI.

Mittlere Höhen der Continente in Metern.

	Humboldt[1])	Leipoldt-Krümmel[2])	Chavanne[1])	De Lapparent[1])	Murray[3])	Penck[4])	Supan[5])	Tillo[6])	Heiderich
Europa	205	297	—	292	286	280	290	317	375
Asien	351	500	—	879	972	950	940	957	920
Afrika	—	500	662+20	612	616	650	620	612	602 (670)
Australien	—	250	—	362	245	280	260 (300)[7])	240	470
Nord-Amerika ...	228	—	—	595	575	600	610	622	830
Süd-Amerika ..	345	—	—	537	633	630	610	617	760
Gesammt-Amerika	285	410	—	—	—	—		—	805
Alle Continente...	307	440	—	646	686	705	680	693	744

Überraschen mag bei meinen Mittelwerthen wohl zunächst die bedeutende mittlere Höhe Europas. Sie wird dadurch erklärt, dass ich Transkaukasien zu Europa zog, ferner die Doppelinsel Nowaja-Semlja, dann Spitzbergen und Island mit in Berechnung brachte. Sehr befriedigend ist die Übereinstimmung meiner mittleren Höhe Asiens mit den entsprechend neueren Werthen. Die Massenhaftigkeit dieses Continentes tritt in seiner großen mittleren Höhe recht deutlich vor Augen. Die Ansicht, dass Afrika, infolge seiner weitausgedehnten Plateaux, den höchsten Continent darstelle, kann wohl als beseitigt gelten. Der resultierende niedrigere Werth Afrikas gegenüber meiner früheren Berechnung wurde bereits besprochen. Derselbe kommt den meisten neueren Ermittlungen sehr nahe. Die große mittlere Höhe Australiens, welche selbst die von de Lapparent gegebene noch um 108 m überflügelt, wird durch einen Blick auf meine Profile erklärt, da ich Neuguinea, wie ich glaube mit Recht, sehr massig zeichnete. Nordamerika erhält die große mittlere Höhe von 830 m durch die Einbeziehung Grönlands, welches nach neueren Forschungen eine Mittelhöhe von über 2000 m besitzt und infolge seines großen Flächeninhaltes sehr erhöhend wirkt. Meine größere mittlere Höhe Südamerikas, welche den höchsten Werth der anderen Autoren noch um 127 m übersteigt, ist bedingt durch die ungeheueren Massen der Anden, des Berglands von Guyana und des brasilianischen Massivs. In den

[1]) A. a. O.

[2]) A. a. O. Nachdem Leipoldt die mittlere Höhe Europas um 92 m größer fand als Humboldt, erhöhte Krümmel, unter der Annahme, dass Humboldt bei den anderen Erdtheilen sich ebenfalls um ca. 30 Procente geirrt habe, deren mittlere Continental-Höhen um denselben Procenttheil.

[3]) Scott. Geogr. Mag. January 1888.

[4]) Petermanns Mitth. 1889. p. 77. Nach Murray's Angaben mittels der hypsographischen Curve gewonnen.

[5]) Ebendaselbst; auch nach Murray's Angaben gewonnen.

[6]) A. a. O. Auf Grund der, Murray's Arbeit beigefügten Karte.

[7]) 300 m bei Einbeziehung Neu-Guineas.

für alle Erdtheile gegebenen Ziffern spiegelt sich so recht unsere fortschreitende Erkenntnis der hypsographischen Verhältnisse der Erdoberfläche. Es zeigt sich, dass Laplace mit seiner Annahme, die mittlere Höhe der Continente dürfte nicht 1000 *m* übersteigen, sich bei Weitem nicht so sehr geirrt hat, als A. v. Humboldt, der ihn zu berichtigen strebte, und dass die älteste Schätzung zu 300 Toisen (555 *m*) von J. A. de Luc der Wirklichkeit am nächsten gekommen ist.

Bemerkung zu den Profilen.

Beiliegende Profile sind eine verkleinerte Wiedergabe der größeren (Längenmaßstab 1 : 20 Mill.), auf Grund deren ich meine Arbeit ausführte. Der sehr kleine Maßstab der reproducierten Profile macht es erklärlich, dass manche Details der Reliefformen verloren gegangen sind. Entspricht doch eine auf den Parallelkreisen gemessene Entfernung von 1 *mm* einer Länge von 80 *km* in der Natur (1 : 80,000.000); für die verticale Erhebung, welche hundertmal überhöht wurde, betragen 1·25 *mm* der Zeichnung 1000 *m* der Natur (1 : 800.000). Die einzelnen Profile wurden in einem Abstande von 17 *mm* von einander gezeichnet, während sie nach der Sanson-Flamsteed'schen Projection, mit welcher die gegebene Darstellungsweise am meisten Ähnlichkeit hat, eine Entfernung von nur 13.91 *mm* haben sollten. Dadurch wird bei einem Überblicke über die gesammte Erde, das Bild derselben in meridionaler Richtung verzerrt. Der größere Abstand der Parallelkreise von einander musste genommen werden, um ein Aufeinanderstoßen der Profile zu hindern.

Legt man die Profiltafel horizontal vor sich hin und blickt aus einiger Entfernung schräge darauf, so tritt die Vertheilung von Wasser und Land auf der Erdoberfläche, sowie deren beiderseitiges Volumverhältnis deutlich vor Augen. Wir sehen auf der nördlichen Hemisphäre die Landmassen sich einander nähern und miteinander in Verbindung treten, während sie in südlichen Breiten sich immer mehr von einander entfernen, um schließlich in drei Spitzen zu endigen, welche sich wieder als submarine Plateaux noch eine Strecke weit nach Süden fortsetzen. Die Zuspitzung Australiens, welche auf der Landkarte infolge der Lostrennung Tasmaniens verwischt erscheint, lässt sich auf den Profilen leicht erkennen. Sehr klar treten auch die Sockel entgegen, auf welchen die Continente aufsitzen und die sich erst jenseits der 200 Meter-Linie zu den großen Meerestiefen rasch senken. Deutlich heben sich die großen Oceanbecken, das atlantische mit dem S förmigen Rücken, das pacifische und indische hervor. Neben diesen verschwinden alle Mittel- und Randmeere; sie stellen sich in der That als jene untergeordneten Bildungen dar, als welche sie O. Krümmel charakterisierte. Dieses ziemlich vollständige Bild, das die Profile auch von den Umrissen der Continente und Meeresräume geben, ist ein augenscheinlicher Beleg dafür, dass mein Vorgang die Flächenräume und Volumina aus Parallelkreisen von 5 zu 5 Graden zu berechnen, als genügend für die Gewinnung approximativer Mittelwerthe angesehen werden kann.

Schneidet man die Profile aus und klebt sie in den Entfernungen von einander auf, welche die entsprechenden Parallelen in der Sanson-Flamsteed'schen Projection besitzen, so erhält man ein aus einzelnen Profilen gebildetes Relief der Erdoberfläche, welches in noch höherem Maße als unsere Tafel plastisch wirkt. Ich glaube daher, dass dieselbe auch für Unterrichtszwecke verwendbar ist.



Die Höhe der Schneegrenze

mit besonderer

Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe.

Von

Dr. Ludwig Kurowski.



VORWORT.

Gelegentlich einer Untersuchung über das reducierte und wahre Areal der Oetzthaler Gletscher [1]) ergab sich die überraschende Thatsache, dass die mittlere Höhe der Gletscheroberfläche sich nicht weit von der Höhe der Schneegrenze entferne. Ich machte hievon meinem Lehrer Prof. Penck Mittheilung, welcher mich nun die Wege wies, um dieses Ergebnis physikalisch zu begründen. Er regte mich zugleich an, durch Untersuchung einer größeren Gebirgsgruppe dieses Resultat weiter zu verfolgen und praktisch auf seine Richtigkeit hin zu prüfen. Für diesen Zweck wurde als ein für das Problem der Schneegrenzenbestimmung sehr geeignetes Gebiet, welches die verschiedensten Gegensätze auf engem Raume aufweist, die Finsteraarhorn-Gruppe in der Schweiz gewählt.

Indem ich die folgenden Untersuchungen über die Schneegrenze der Öffentlichkeit unterbreite, erachte ich es als meine Pflicht, Prof. Penck sowohl für die Anregung zu dieser Arbeit, als auch für die freundliche Förderung und Unterstützung während derselben meinen wärmsten Dank auszusprechen.

[1]) XIV. Jahresbericht des Vereines der Geographen an der Universität Wien. 1888.

Wien, im März 1890.

Der Verfasser.



Die Schneegrenze und die Methoden ihrer Bestimmung.

Der Begriff der Schneegrenze und die Ursachen ihrer Höhenlage.

Unter dem Äquator, in den Anden Südamerikas, hat sich zum erstenmal die Nothwendigkeit aufgedrängt, die jahraus, jahrein mit Schnee bedeckten Areale der Erdoberfläche von denjenigen zu trennen, in welchen der Schnee nur eine periodische Erscheinung ist; und zwar hat Bouguer den Begriff der Schneegrenze in die Wissenschaft eingeführt.

Die Schneegrenze bezeichnen wir als jene Höhenlinie, welche die überwiegend mit Schnee bedeckten Theile der Erdoberfläche von den überwiegend schneefreien trennt. Bouguer sah diese Grenzlinie als untere Schneegrenze an und in Zukunft ist dieselbe auch in diesem Sinne aufgefasst worden. Erst viel später hat man die einzelnen Factoren, welche die Höhenlage der Schneegrenze beeinflussen, näher kennen gelernt.

Mehrere neuere Arbeiten haben die verschiedenen Phasen, welche die historische Entwicklung des Begriffes der Schneegrenze durchgemacht, klar gelegt,[1] und dabei hat sich folgendes ergeben:

Nach Bouguer fällt die Schneegrenze mit der Seehöhe der Isothermenfläche von 0° zusammen, und ihre Höhenlage ist von der geographischen Breite abhängig. Viel später noch hat auch Gundinger behauptet[2], dass die Höhe der Schneegrenze von der durchschnittlichen Jahrestemperatur abhänge, während nach Stapff die Schneegrenze in der Höhe der Geoisotherme von 0° liegt. Nach diesen Ansichten stellt sich die Schneegrenze als ein hauptsächlich in einer einzigen Ursache begründetes Phänomen lediglich als eine Temperaturerscheinung dar.

Für die weitere Erkenntnis des Problems war Wahlenbergs und v. Buchs Beobachtung im Norden Europas von großer Bedeutung, dass die Meeresnähe und der damit zusammenhängende Niederschlagsreichthum den Höhenstand der Schneegrenze herabdrücken, indem dieselbe auf der norwegischen Seite der skandinavischen Halbinsel um 300 *m* tiefer liege, als auf der schwedischen. Das Hauptgewicht legten aber diese beiden Forscher, sowie auch später Humboldt, auf die

[1] Ed. Richter, »Die Gletscher der Ostalpen«, Stuttgart 1888. S. 10—53. Fr. Klengel, »Die historische Entwickelung des Begriffes der Schneegrenze von Bouguer bis auf A. v. Humboldt, 1736—1820.« Verein für Erdkunde in Leipzig 1889. Fr. Ratzel »Höhengrenzen und Höhengürtel«, Ztsch. d. D. u. Ö. A.-V. 1889. S. 102—135.

[2] Anton Gundinger »Über die Schneelinie«, Ztsch. f. vergl. Erdkunde, herausg. v. Joh. Gottfr. Ludde I. Bd. 1842.

verschiedenen Temperaturverhältnisse während der Sommermonate in den Küstenstrichen und im Inneren des Landes. Humboldt verstand unter der unteren Grenze des ewigen Schnees in einer gegebenen Breite »die Sommergrenze oder das Maximum der Höhe, bis zu welcher sich die Schneelinie im Laufe des ganzen Jahres zurückzieht«.[1] Er würdigte auch die Bedeutung des klimatischen Elementes des Niederschlages für die Höhenlage der Schneegrenze; denn durch die Untersuchungen im Himalaya 1817 wurde die tiefere Lage der Schneegrenze an der feuchten Südseite dieses Hochgebirges gegenüber der niederschlagsarmen, an hoch gelegene, im Sommer continental heisse Ebenen grenzenden Nordseite constatiert.

Dass neben dem Einflusse der Temperatur und des Niederschlages auch noch derjenige der orographischen Verhältnisse einwirke, haben schon de Saussure, Wahlenberg und Humboldt erkannt, und sie haben darauf aufmerksam gemacht, wie verschieden hoch die Schneegrenze infolge wechselnder Exposition sich befindet. Orographische Verhältnisse bedingen auch das Auftreten isolierter Schneeflecke weit unter der eigentlichen Schneegrenze. Hegetschweiler hat die untere Grenze solcher isolierter Firnflecke die »Linie des geschützten Schnees« genannt.[2] Diese Linie wurde neuerdings von Ratzel als orographische Schneegrenze bezeichnet und als solche der klimatischen gegenübergestellt. Ratzel unterscheidet nämlich eine »klimatische Schneegrenze, welche die Erhebungspunkte der Erde verbindet, oberhalb deren Firn vermöge der niedrigen Lufttemperatur und seiner Masse auch ohne den Schutz orographischer und geologischer Begünstigung nicht wegschmilzt«, und eine »orographische Schneegrenze, welche die Gruppen der im Schutze von Lage, Bodengestalt und Bodenart vorkommenden Firnflecken und Firnfelder verbindet«.[3]

Eine derartige Trennung zwischen klimatischer und orographischer Schneegrenze scheint uns nicht völlig das Wesen der Sache zu treffen. Denn wenn wir auch anerkennen, dass es ganz ausschliesslich rein orographische Verhältnisse sind, welche die aussergewöhnlich tiefe Lage einzelner Firnflecke bedingen, so müssen wir denselben Gesichtspunkt der orographischen Begünstigung und Nichtbegünstigung auch für die höchsten dauernden Schneevorkommnisse in Berücksichtigung ziehen. Da sehen wir allenthalben den Einfluss der Exposition. Es liegt die Schneegrenze, welche nach Ratzel als klimatische zu gelten hat, auf der Südseite der Gehänge weit höher, als auf der Nordseite, und selbst in den höheren und höchsten Regionen finden sich schneefreie und schneebedeckte Flächen neben einander, deren Vertheilung durch den Gebirgsbau im einzelnen hervorgerufen wird. Wo auch Schneefelder auf der Erdoberfläche vorhanden sind, macht sich überall neben dem klimatischen das orographische Element geltend; selbst die untere Grenze der zusammenhängenden Firnpartien ist am einzelnen Orte von orographischen Umständen beeinflusst und ist daher keine rein klimatische Linie.

Unter einer solchen rein klimatischen Linie verstehen wir diejenige, oberhalb welcher die sommerliche Wärme nicht mehr

[1] A. v. Humboldt, »Central-Asien«, übersetzt und herausgegeben von Dr. W. Mahlmann. Berlin 1844. II. Bd. S. 154.

[2] Joh. Hegetschweiler, »Reisen in den Gebirgsstock zwischen Glarus und Graubündten in den Jahren 1819, 1820 und 1822.« Zürich 1825. S. 96.

[3] Fr. Ratzel, »Zur Kritik der natürlichen Schneegrenze«, Leopoldina, Organ der kais. leopold. karol. deutschen Akademie der Naturforscher 1886. S. 212.

ausreicht, um den im Verlauf des Jahres auf horizontaler Fläche fallenden Schnee wegzuschmelzen. Diese rein klimatische Schneegrenze ist lediglich eine ideale Grenzlinie, welche kaum irgendwo sichtbar wird und keineswegs mit Ratzels klimatischer Schneegrenze zusammenfällt. Andererseits können wir weder in der »Linie des geschützten Schnees« Hegetschweilers, noch in der »orographischen Schneegrenze« Ratzels natürliche Grenzlinien erblicken. Jede natürliche Grenzlinie sondert zusammenhangende Flächen verschiedener Beschaffenheit von einander. So scheidet die Grenzlinie zwischen Wasser und Land das zusammenhängende Land vom zusammenhängenden Meere und sieht von Binnenseen und Inseln völlig ab, ebenso wie man bei der Schilderung politischer Grenzen die Exclaven nicht einbezieht. So wird man bei Angabe der Grenzen des preußischen Staates von den Exclaven in Thüringen und in der Nähe des Bodensees wohl absehen. Eine solche Exclaven nach der Art von Ratzels »orographischer Schneegrenze« umschlingende Linie würde man nie als Grenze Preußens bezeichnen.

Eine Scheidung von klimatischer und orographischer Schneegrenze im Sinne Ratzels halten wir daher nicht für in der Natur gegeben. Hier sieht man nur eine Schneegrenze, welche die Gebiete zusammenhängender Schneefelder vom überwiegend schneefreien Lande trennt, aber oberhalb dieser Schneegrenze gibt es schneefreie Parcellen, wie unterhalb derselben Schneeflecken, die bald vereinzelt, bald geschaart auftreten und in letzterem Falle stellenweise eine wahre »Firnfleckenregion«[1] mit unbestimmter Begrenzung bilden.

Es ist allenthalben das Zusammenwirken dreier verschiedener Factoren, welches die Entwickelung der perennierenden Schneefelder und deren Grenze bedingt, nämlich Temperatur, Niederschlag und die orographische Gliederung des Bodens. Von diesen dreien ist namentlich der letztere von Ort zu Ort wechselnd und in Gebirgsländern äußerst mannigfaltig, während die beiden ersteren über größere Flächen einheitlicher entwickelt sind. Andererseits aber sind an derselben Stelle die orographischen Verhältnisse gegenüber den sehr variablen klimatischen so gut wie constant; es ergibt sich daher die zwingende Nothwendigkeit, orographische und klimatische Bedingungen des Auftretens der Schneefelder in ihren Wirkungen von einander zu trennen, wie dies Durocher gethan hat, welcher »causes générales« und »causes accidentelles« unterschieden hat.[2]

Die Methoden zur Bestimmung der Schneegrenze.

Im Zusammenhange mit der Fassung des Begriffes der Schneegrenze erscheint bei den einzelnen Forschern die Methode ihrer Bestimmung. Von Bouguer, ihrem ersten Beobachter, wurde die Bestimmung der Höhenlage der Schneegrenze vom Fuße des Gebirges aus einiger Entfernung vorgenommen. In der That sieht man auch die Schneegrenze aus einiger Entfernung, wie sich Mousson ausdrückt,[3] »als eine scharfe Linie, die am Gebirge hinlaufend, alle höheren Kämme und

[1] Ed. Richter, »Schneegrenze und Firnfleckenregion.« Mitth. d. D. u. Ö. A.-V. 1887. Richter wünscht, wie Ratzel, dass man der Firnfleckenregion Beachtung schenke, aber mit dem Bemerken, dass dadurch die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze vor Irrthümern bewahrt bleibe.

[2] J. Durocher, »Études sur la limite des neiges perpétuelles« Ann. de Chimie et de Phys. Paris 1847 p. 1 ff.

[3] A. Mousson »Die Gletscher der Jetztzeit« Zürich 1854 S. 2.

Kuppen zu einer eigenthümlichen Welt abschließt«. v. Sonklar meinte durch Höhenbestimmung dieser Linie die Schneegrenze ermitteln zu können. Allerdings muss man dabei dem Umstande Rechnung tragen, dass die Grenze der Schneebedeckung eine von Jahr zu Jahr wechselnde ist, so dass man erst nach langjährigen Beobachtungen imstande ist, die wirklich perennierende Schneebedeckung von der temporären zu trennen. Ein solcher Versuch ist in den Alpen bislang nur von Kerner gemacht worden [1]). Die auf diesem Wege gewonnene Höhe d. Schneegrenze ist jedoch, wie Richter und Brückner gezeigt haben,[2]) deshalb nicht correct, weil Kerner den Rückzug der Schneebedeckung immer auf steil geneigter Fläche zu sehen in der Lage war und die flacheren Böden des Gebirges nicht überblickte. Erst dann, wenn man von einem Berggipfel aus durch langjährige Beobachtungen den Rückzug der Schneebedeckung, auch auf flacherem Boden, festgestellt hat, wird man die Höhe der Schneegrenze bestimmen können. Derartige Beobachtungen werden nunmehr auf Veranlassung des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines vom Gipfel des Sonnblick aus vorgenommen.

Tritt man in jene Höhenstufen, wo man die Schneegrenze aus der Entfernung gesehen hat, so findet man eine unregelmäßige Vertheilung der Schneebedeckung infolge des mannigfaltigen Reliefs der einzelnen Berge. Wahlenberg empfahl hier die Schneegrenze in der Höhe anzusetzen, wo auf horizontaler Fläche die ersten ausgedehnten Schneefelder angetroffen werden; er suchte also den Einfluss der orographischen Verhältnisse bei seinen Beobachtungen möglichst zu eliminieren. Wie unregelmäßig eben dieser Verlauf der Schneegrenze ist, schildert Schultes mit folgenden Worten: »Es ist auf unseren Bergen keine so leichte Sache, die Schneegrenze zu bestimmen, und Gebirgsart und Abhang der Alpe, Winde, Weltgegend und hundert Localitäten machen die Bestimmung der Schneegrenze zu einem delicateren Gegenstande der physischen Erdkunde, als diejenigen glauben, die entweder täglich die benachbarten Alpen beschneit oder die nie einen im Juli beschneiten Alpengipfel gesehen haben.« [3])

J. Payer ließ sich durch diese Unregelmäßigkeit in der Erscheinung bewegen, die Existenz einer Schneegrenze überhaupt zu leugnen; nach ihm ist die Schneegrenze dort, wo das Gletschereis anfängt. Auf diese Grenzlinie ist schon früher durch Hugi die Aufmerksamkeit gelenkt worden. Hugi bezeichnete als Firngrenze jene »Höhenlinie, bei welcher auf dem Gletscher der jährliche Schnee nicht mehr ganz wegschmilzt«, und glaubte in derselben einen festeren Ausgangspunkt zur Festlegung der Schneegrenze gewonnen zu haben, denn er behauptete, dass die Firnlinie in der Natur leicht zu erkennen sei, weil der auf dem Gletscher fallende Schnee immer auf einer gleich temperierten Unterlage aufruhe und ihr Höhenstand von der Lage der Gletscher und dem Einflusse der Jahreszeiten unabhängig sei. Aber schon Agassiz widersprach [4]) diesen Behauptungen, welchen v. Sonklar insofern bei-

[1]) Fr. Kerner, »Untersuchungen über die Schneegrenze im Gebiete des mittleren Innthales.« Denkschr. d. mathem.-naturw. Classe d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, LIV. Bd. 1887.

[2]) Ed. Richter, »Gletscher der Ostalpen« S. 278; Ed. Brückners Referat über die Kerner'sche Arbeit, Meteorol. Zsch. 1888, Lit. Ber. S. 30 ff.

[3]) Schultes, »Reise auf den Glockner,« Wien, 1804 II. Th. S. 59—60.

[4]) L. Agassiz »Etudes sur les glaciers.« Neuchâtel 1840 p. 44

pflichtete, als er annahm, dass überall im Gebiete der Alpen der Schnee auf dem Gletschereise genau um 200 m tiefer liege, als der Schnee auf gewöhnlichem Felsboden.[1]) Das ist aber bei der Unbeständigkeit der Firnlinie nicht möglich, ganz abgesehen davon, dass es überhaupt sehr schwierig ist, die Firnlinie als eine Grenzlinie in der Natur zu beobachten. Der Firn geht unmerklich in den Zustand von homogenem Eise über, und man kann ihn nicht von dem Schnee unterscheiden, welcher den Temperaturänderungen von Frühling und Sommer ausgesetzt gewesen ist. Bei einem Besuche der Ötzthaler Alpen im August 1889 hatte ich Gelegenheit, einige Gletscher ihrer ganzen Länge nach zu überschreiten und andere von günstigen Standpunkten zu überblicken, aber niemals war ich bei der großen Zerrissenheit der Schneedecke auf dem Gletscher in der Lage, die Firnlinie wirklich als eine deutliche Scheidelinie zu erkennen.

In anderer Weise lässt sich aus dem Vorhandensein von Gletschern auf die Höhenlage der Schneegrenze schließen; denn jeder Gipfel, welcher einen Gletscher trägt, muss naturgemäß auch in die Schneeregion aufragen, während andererseits gletscherfreie Gipfel unter der Schneegrenze enden. Davon ausgehend lässt sich die Schneegrenze bestimmen, wie dies Simony, Partsch, Penck, Brückner auch zur Ermittelung der diluvialen Schneelinie in den Alpen und deutschen Mittelgebirgen und Diener für die nördlichen und südlichen Kalkalpen gethan haben.

Es hat auch nicht an Versuchen gefehlt, die Höhe der Schneegrenze zu berechnen. So hat v. Sonklar es im Jahre 1864 unternommen,[2]) das bis dahin vorhandene meteorologische Beobachtungsmaterial zu einer Berechnung der Schneegrenze zu verwenden. Indem er von der richtigen Ansicht ausgieng, dass die Schnee- und Wärmemenge an der Schneegrenze einander proportional sein müssen, folgerte er, dass man, wenn man die jährliche Schneemenge für verschiedene Theile des Gebirges und mindestens auch für einige derselben die Temperatur an der Schneegrenze kenne, auch für die anderen Theile, deren Schneemengen bekannt sind, nach obigem Verhältnis die Temperaturen an der Schneegrenze bestimmen köne. v. Sonklar berechnete ferner, um aus der bereits gewonnenen Temperatur an der Schneegrenze auch die Höhe derselben zu erhalten, die Temperaturen für alle Höhenstufen.[3])

Einen anderen Versuch, die Schneegrenze zu berechnen, machte Hans Höfer.[4]) Von der Beziehung zwischen Schneegrenze und Höhenentwickelung der Gletscher ausgehend, nahm er an, dass die Schneegrenze in der Mitte zwischen der mittleren Höhe der Umrahmung des Firnfeldes und der Höhe des unteren Gletscherendes liege, eine Annahme, die allerdings nur zufällig für gewisse Fälle zutrifft. Man darf diesen Versuch insofern wohl als eine Art Vorläufer der später von Brückner angewendeten Methode[5]) ansehen, als er die Höhenentwicklung des

[1]) K. v. Sonklar. »Die Oetzthaler Gebirgsgruppe«, Gotha 1860, S. 288.

[2]) K. v. Sonklar, »Die Gebirgsgruppe der Hohen Tauern«, Wien, 1866. Cap. 48. S. 386 ff.

[3]) Vgl. Richters Kritik dieses Versuches »Gletscher der Ostalpen«, S. 25 ff.

[4]) H. Höfer, »Gletscher- und Eiszeit-Studien«. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Classe LXXIX. Bd. 1879.

[5]) Ed. Brückner, »Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung.« Zsch. d. D. u. Ö. A.-V. 1886.

Gletschers zum Ausgange nimmt. Brückner maß das ganze schneebedeckte und schneefreie Areal einer Gebirgsgruppe, zog dann vom schneebedeckten Areal [1] für die Gletscher ab und bestimmte, welche Höhenschichte die so ermittelte firnbedeckte Fläche an Größe gleich kommt. Die Höhe dieser Isohypsenfläche ist nach ihm ein Maximalwerth für die Höhe der Schneegrenze, »weil erstens das Verhältnis zwischen Sammel- und Abschmelzungsgebiet der Gletscher wie 3:1 zu groß ist, und zweitens, weil steile schneefreie Felspartien, wie sie auch oberhalb der Schneegrenze vorkommen, in das Gletscherareal miteinbezogen werden.«[1]

Da aber die Vernachlässigung der über der Schneegrenze gelegenen schneefreien Partien die Quelle bedeutender Fehler werden kann, so hat Ed. Richter die Brückner'sche Methode nur auf Thalgletscher angewendet, die mit Ausschluss der Felspartien gemessen worden sind.[2] Dabei berücksichtigte dieser gründliche Gletscherkenner im Einzelfall die orographische Begünstigung des Firnfeldes und die Zungenbildung des Gletschers, und suchte mit Hilfe jener Linie, welche den Gletscher im Verhältnis 3:1 theilt, schätzungs- und vergleichsweise die klimatische Schneegrenze zu bestimmen. Denn »mit dieser Theilungslinie ist die klimatische Schneegrenze an und für sich noch nicht gegeben, aber die für flachliegende, wenig beschattete Gletscher erhaltenen Zahlen werden ihr sehr nahe kommen.«[3]

Hatte Richter die eine Fehlerquelle der Brückner'schen Methode, nämlich die über der Schneegrenze gelegenen schneefreien Parcellen zu eliminieren gesucht, so hat er den andern Fehler, welcher aus der Annahme eines constanten Verhältnisses zwischen Nähr- und Ablationsgebiet entstehen kann, unterstützt durch eine ausgezeichnete Gletscherkenntnis soviel als möglich corrigiert und auf diese Weise ziemlich genaue Werthe für die Höhe der Schneegrenze in den einzelnen Gebirgsgruppen der Ostalpen erhalten.

Das Verhältnis der Schneegrenze zur Höhenentwickelung der Gletscher.

Drei Momente bedingen, wie Albert Mousson in seinem vortrefflichen Buche »Die Gletscher der Jetztzeit« (Zürich, 1854) ausführt, das unveränderte Fortbestehen der Gletscher: 1. Die von den Verhältnissen der Schneeregion abhängige Ernährung derselben. 2. Die in der tieferen Region vor sich gehende Auflösung und Abschmelzung und 3. Die Bewegung, welche die obere Vermehrung und untere Verminderung beständig ausgleicht, und ohne welche einerseits die oberen Schneemassen ins maßlose wachsen, andererseits der untere Gletscher in kurzem verschwinden würde.

Die Entwickelung der Alpengletscher beeinflussen aber nicht nur meteorologische, sondern auch ganz bestimmte orographische Verhältnisse. Die Oberflächenformen in den Alpen weisen nirgends ausgedehnte Hochplateaux oder flache Rücken auf, die Gebirgsmasse löst sich vielmehr in zahlreiche Pyramiden, Thürme, Spitzen und zackige Kämme auf, zwischen denen Mulden und kesselartige Vertiefungen, die Anfänge

[1] Ed. Brückner a. a. O. S. 181–182.
[2] Ed. Richter, »Die Gletscher der Ostalpen«. S. 49.
[3] Ed. Richter, a. a. O. S. 53.

der Hochgebirgsthäler, sich ausdehnen. Reicht ein solcher Thalkessel bis in die Schneeregion hinauf, dann dient er als Sammelgebiet der Niederschläge und bildet das Nährgebiet eines Gletschers, während hingegen der aus den Hochmulden thalwärts abfließende, im Verhältnis zum Firnfeld schmale Eisstrom, die Gletscherzunge, die in der Schneeregion aufgespeicherte Firnmenge in ihrem Verlaufe wieder der Auflösung zuführt. Auf dem letzteren Theile, dem eigentlichen Gletscher, welcher in größere Tiefen herabreicht, ist nämlich mehr Wärme vorhanden, als erforderlich ist, um den im Laufe eines Jahres gefallenen Schnee zur Abschmelzung zu bringen.

So stehen innerhalb eines Gletschers Niederschlag und Ablation in ganz bestimmtem Verhältnisse zu einander. Es fällt auf seiner Fläche genau ebenso viel Schnee, als auf derselben geschmolzen werden kann. Es herrschen also auf seiner gesammten Oberfläche dieselben Verhältnisse, wie längs der klimatischen Schneegrenze; dieselbe trennt die Gebiete, in welchen Ablation oder Niederschlag überwiegt, und längs ihr halten sich beide genau das Gleichgewicht. Es muss daher eine ganz bestimmte Beziehung zwischen der Gletscheroberfläche und der Höhe der Schneegrenze vorhanden sein. Dass dies wirklich der Fall ist, erhellt schon aus folgender Erwägung: Es senke sich im Bereiche eines Gletschers die klimatische Schneegrenze, so vergrößert sich dessen Nährgebiet und er muss vorwärtsstoßen, also sein Gesammtareal vermehren, damit die Ablation den vermehrten Niederschlagen das Gleichgewicht hält.

Die angedeuteten Beziehungen zwischen Gletscherareal und Höhe der Schneegrenze werden im wesentlichen durch den Umstand vermittelt, dass in den einzelnen Höhenlagen des Gletschers schneeiger Niederschlag und Ablation verschieden sind, so dass man ganz allgemein beide als eine Function der Höhe ansehen kann. Die Größe der Ablation a kann man daher bezeichnen als

$$f_a(h)$$

und entsprechend die Höhe des schneeigen Niederschlages als

$$f_n(h).$$

Längs der Schneegrenze, deren Höhe h_s genannt werde, halten sich fester Niederschlag und Ablation genau das Gleichgewicht, es ist also

$$f_a(h_s) = f_n(h_s) \text{ und}$$

$$f_a(h_s) - f_n(h_s) = 0, \text{ daher auch}$$

$$\lim m\,(f_a(h_s) - f_n(h_s)) = 0, \text{ wenn } m \text{ eine positive endliche Größe ist.}$$

Ebenso sind auf einem Gletscher schneeiger Niederschlag und Ablation einander gleich. Die Gesammtmasse des auf einem Gletscher fallenden Niederschlages ist aber gleich der Summe der in den einzelnen Höhenstufen fallenden Niederschlagsmengen. Denkt man sich die Oberfläche G eines Gletschers in zahlreiche (m) gleiche Theile g zerlegt, von welchen ein jeder eine ihm eigenthümliche Höhe besitzt, die als h_1 h_2 h_3 der Reihe nach bezeichnet werde, so ist die Gesammtsumme des auf einem Gletscher fallenden Niederschlages N

$$N = g\,(f_n(h_1) + f_n(h_2) + \ldots\ldots + f_n(h_m))$$

Ganz analog ergibt sich für die Gesammtgröße der Ablation A

$$A = g\,(f_a(h_1) + f_a(h_2) + \ldots\ldots + f_a(h_m)).$$

Niederschlag N und Ablation A sind auf einem Gletscher einander gleich, es ist also

$$g\,(f_s[h_1] + f_s[h_2] + \ldots f_s[h_m]) = g\,(f_a[h_1] + f_a[h_2] + \ldots f_a[h_m])$$

und

$$\text{II)}\; f_s[h_1] + f_s[h_2] + \ldots f_s[h_m] - (f_a[h_1] + f_a[h_2] + \ldots f_a[h_m]) = 0.$$

Durch Combination von Gleichung I) mit II) ergibt sich

$$\text{III)}\; m\,(f_s[h_s] - f_a[h_s]) = f_s[h_1] + f_s[h_2] + \ldots f_s[h_m] - (f_a[h_1] + f_a[h_2] + \ldots f_a[h_m]).$$

Diese Gleichung lässt erkennen, dass zwischen der Höhe der Schneegrenze $[h_s]$ und der Höhenentwickelung des Gletschers $(h_1\, h_2\, h_3 \ldots h_m)$ bestimmte Beziehungen existieren, welche numerisch berechnet werden können, wenn bekannt ist, welche Functionen der Höhe schneeiger Niederschlag und Ablation sind. Unter solchen Umständen kann erwartet werden, dass eine weitere Verfolgung der von Brückner begonnenen Untersuchung über die Flächen- und Höhenentwickelung der Gletscher zu einer exacten Methode der Schneegrenzenbestimmung führen wird.

In welcher Art nun schneeiger Niederschlag und Ablation als Function der Höhe erscheinen, lässt sich bislang nur angenähert aussprechen. Die Ablation erleidet mit Zunahme der Höhe eine Abnahme ihrer Intensität, was in der Temperaturabnahme mit der Höhe begründet ist. Untersuchungen über die Wärmeabnahme in Gebirgen haben gezeigt, dass dieselbe im allgemeinen entsprechend der Höhenzunahme in arithmetischer Progression erfolgt, und zwar sinkt die mittlere Jahrestemperatur bekanntlich um 0.50° C mit je 100 *m* Erhebung.

Nimmt die Intensität der Ablation mit der Höhe ab, so nehmen umgekehrt die Niederschlagsmengen mit der Höhe zu. Diese Zunahme ergibt sich in den deutschen Mittelgebirgen mit vollkommener Evidenz. Hann theilt in seiner Klimatologie (S. 186) folgende Tabelle mit:

Seehöhe *m*	1—200,	200—300,	300—400,	400—500,	500—700,	700—1000,
Regenfall *cm*	58	65	70	78	85	100

Die Luft vermag aber bei einer bestimmten Temperatur nur eine bestimmte Menge Wasserdampf in sich aufzunehmen, welche um so kleiner ist, je geringer die Wärme ist. Die Temperaturabnahme mit der Höhe hat zur Folge, dass auch der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre mit der Höhe abnimmt. Daher nimmt der Niederschlag nur bis zu einer gewissen Seehöhe zu, um von da an wieder abzunehmen. Von großem Interesse ist nun die Frage, in welcher Höhe die Niederschlagsmenge ihr Maximum erlangt. Die deutschen Mittelgebirge erreichen noch nicht jene Höhe, in welcher die Niederschlagssumme wieder abnimmt, und für andere Gebirgsländer liegen bisher nur wenige Bestimmungen über die Höhenzone des maximalen Niederschlages vor. Für die inneren Alpen besitzen wir noch keine sicheren Daten über die Höhe des Niederschlagsmaximums. Die Gebrüder Schlagintweit geben an,[1] dass in den Ostalpen schon von 1500 *m* Höhe an eine Verminderung der Niederschlagsmenge eintrete. In den Centralalpen scheint das Niederschlagsmaximum auf wenigstens 2000 *m* hinaufzurücken.[2] Die mittlere

[1] H. u. Ad. Schlagintweit, »Untersuchungen über die physikal. Geographie der Alpen«. Leipzig 1850. S. 125.
[2] Hann, Klimatologie S. 188 und Heim, Gletscherkunde S. 84.

Höhe der größeren Wolkenmassen liegt in den Alpen bei 2000—2400 *m*. Über dem Niederschlagsmaximum nimmt die Häufigkeit der Niederschläge allerdings noch zu, aber die Ergiebigkeit derselben wird immer geringer. Für die Ernährung der Gletscher kommt aber nur der feste Niederschlag in Betracht. Dieser feste Niederschlag nimmt nun, wie Heim gezeigt hat[1]), bis in sehr nennenswerthe Höhen und zwar bis in die eigentlichen Gletschergebiete zu. Aus der Tabelle, welche er über den Schneefall schweizer meteorologischer Stationen mittheilt,[2]) ergeben sich für verschiedene Meereshöhen folgende Werthe für die Größe des Schneefalls:

Meereshöhe *m*	400—900,	900—1500,	1500—2000,	2000—2500,
Schneefall in *mm* Wasser	93.7	464.2	559.0	847.1

Diese Zahlen lehren uns, dass die absolute Menge des mittleren jährlichen Schneefalls ihr Maximum erst über der Höhe des angenommenen allgemeinen Niederschlagsmaximums von 2000 *m* erreicht. Die Beobachtungen der meteorologischen Station auf dem Großen St. Bernhard in 2478 *m* Meereshöhe bestätigen dieses Resultat. Leider ist aber die Zahl der in solcher Höhe gelegenen Beobachtungsstationen sehr gering, und die meisten sind Pässe, so dass ihre Angaben keine Schlüsse für die allgemeinen Verhältnisse gestatten.[3])

Nach den vorstehenden Auseinandersetzungen erscheinen sowohl die Ablation, als auch der feste Niederschlag als Größen, welche der Höhenabnahme oder Höhenzunahme direct proportional sind. Es lässt sich die Größe der Ablation als Function der Höhe f_a (h) durch die Gleichung

$$\text{IV)} \quad a = t + h\,u$$

ausdrücken, und ebenso die Größe des schneeigen Niederschlages als Function der Höhe f_n (h) durch

$$\text{V)} \quad n = o + h\,p.$$

Es fehlen noch ausgedehntere Untersuchungen über die Größe der Ablation, welche zur Kritik der obigen Gleichung herbeigezogen werden könnten. Die von Finsterwalder mitgetheilten Ziffern über die muthmaßliche Ablation des Suldenferners[4]) lassen sich jedoch recht wohl durch die Gleichung

$$a = 15000 - 5{\cdot}2\ h \quad (a \text{ in } mm,\ h \text{ in } m)$$

und die Größe des schneeigen Niederschlages in der Schweiz durch die Gleichung

$$n = -94 + 0{\cdot}4\ h \quad (n \text{ in } mm,\ h \text{ in } m)$$

ausdrücken. Da nun in der Höhe der Schneegrenze der schneeige Niederschlag genau gleich der Ablation ist, so ist

$$-94 + 0{\cdot}4\ h_s = 15000 - 5{\cdot}2\ h_s \text{ und darnach}$$
$$h_s = 2700$$

was genau der für den Suldenferner angenommenen Schneelinie ent-

[1]) A. Heim, Gletscherkunde, S. 86—87.

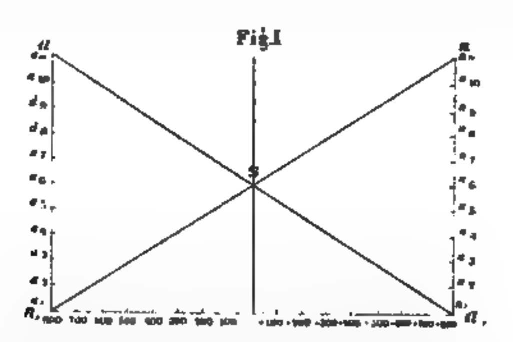
[2]) Gletscherkunde, S. 88.

[3]) Billwiller, der Director der schweizer meteorologischen Centralstation, ist soeben mit einer Arbeit über die Niederschlagsverhältnisse des Hochgebirges beschäftigt, und wir haben von dieser Seite nähere Aufschlüsse über diesen Gegenstand zu erwarten.

[4]) S. Finsterwalder und H. Schunck, »Der Suldenferner«, Zsch. d. D. u. Ö. A.-V. 1887.

spricht, woraus wohl im großen und ganzen die Richtigkeit unser Voraussetzungen sich erweist.

Eine weitere Stütze finden dieselben in folgender Erwägung: Wen wie angenommen, der schneeige Niederschlag direct proportional d Höhe zunimmt und ebenso die Ablation abnimmt, so erhellt, dass einem bestimmten Abstande oberhalb der Schneegrenze im Jah ebensoviel Schnee mehr fällt, als im gleichen Abstande unterhalb d Schneegrenze der Überschuß der Ablation über den Schneefall ausmach Man vergegenwärtigt sich dies am besten durch folgende Constructio



Der Abstand aS von $n_1 S$ ist proportional dem Überschusse der Ablation über den Schneefall. — Der Abstand nS von $a_1 S$ ist proportional dem Überschusse des Schneefalles über die Ablation.

Den Überschuß der Ablation gegenüber dem Schneefalle findet man aber roh ausgedrückt durch die Dauer der schneefreien Zeit an der betreffenden Stelle; da nun, wie aus der Figur deutlich erhellt, der Überschuß der Ablation über Schneefall genau proportional der Höhe abnimmt, so muss auch die Dauer der Schneebedeckung proportional der Höhe zunehmen. Aus Kerner's »Untersuchungen über die Schneegrenze im Gebiete des mittleren Innthales« S. 38 wird dies auch sofort ersichtlich. Die Differenzen zwischen den Schneetagen in verschiedenen Meereshöhen sind nämlich nach den Angaben Kerner's für die Nord- und Südexposition folgende:

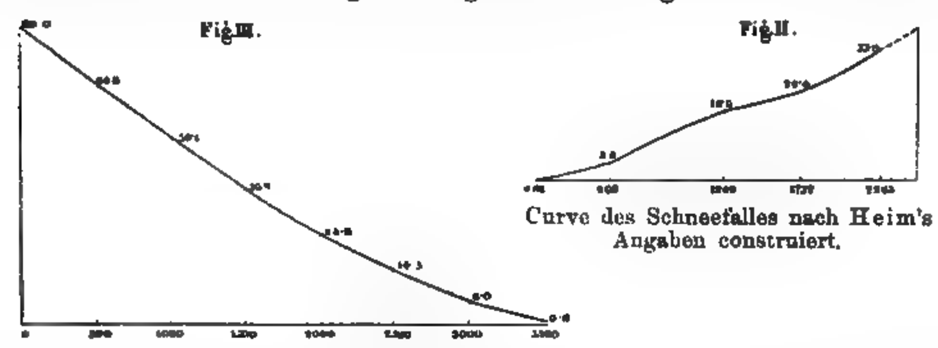
	Nordexposition	Südexposition
	Differenz der Schneetage	
Zwischen 1500—1600 *m*	9	10
1600—1700	9	10
1700—1800	9	10
1800—1900	9	9
1900—2000	10	9
2000—2100	11	10
2100—2200	10	10
2200—2300	9	10
2300—2400	9	11
2400—2500	10	10
2500—2600	10	9
2600—2700	9	8
2700—2800	10	8
2800—2900	11	9
2900—3000	10	9

Nach diesen Erörterungen über die Zulässigkeit unseres Verfahrens, die Größe des Schneefalls und der Ablation durch obige allgemeine Gleichungen IV) und V) auszudrücken, ersetzen wir durch dieselben

die Werthe der Ablation und Schneemenge in Gleichung III) f_a und f_s und erhalten

$$m\ [t + h_s u] - [o + h_s\ p]) = [t + h_1 u] + [t + h_2 u] + \ldots\ [t + h_m u])$$
$$- ([o + h_1 p] + [o + h_2 p] + \ldots\ [o + h_m p])$$
$$m\ ([t - o] + h_s\ [u - p]) = m\ [t - o] + [u - p]\ [h_1 + h_2 + \ldots .\ h_m])$$
$$([t - o] + h_s\ [u - p] = [t - o] + [u - p]\ \frac{[h_1 + h_2 + \ldots .\ h_m]}{m}$$
$$\text{VI)}\quad h_s = \frac{h_1 + h_2 + \ldots\ldots h_m}{m}$$

Wir haben auf der linken Seite unserer Gleichung h_s die Höhe der Schneegrenze, auf der rechten die Summe der Höhen aller der zahlreichen m Theile, in welche wir uns die Gletscheroberfläche zerlegt dachten, dividiert durch die Anzahl jener Theile. Diese Größe ist bekanntlich der mittleren Höhe der Gletscheroberfläche gleich. Wenn also die Mengen der schneeigen Niederschläge genau proportional der Höhe zunehmen und ebenso die Intensität der Ablation abnimmt, so ist die mittlere Höhe des Gletschers der Höhe der Schneegrenze gleich. Es ergibt sich sonach auf



Ablationscurve nach den Angaben auf S. 130 construiert.

Curve des Schneefalles nach Heim's Angaben construiert.

deductivem Wege die Richtigkeit des empirisch durch Untersuchungen in den Ötzthaler Alpen gewonnenen Ergebnisses.

Dieses Resultat kann aber nur so lange stichhaltig sein, als die Voraussetzung, dass nämlich Ablation und Schneemenge genau proportional der Höhe ab- oder zunehme, richtig ist. Diese Voraussetzung ist aber nicht für alle Fälle zutreffend. Die Niederschläge und zwar auch die schneeigen nehmen eben nur bis zu einer gewissen Höhe zu, dann nehmen sie wieder ab, nachdem sich die Zunahme vorher sehr verlangsamt hat. Fig. 2 veranschaulicht ihre wirkliche Zunahme mit der Höhe in der Schweiz. Auch die Größe der Ablation kann nicht streng proportional der Höhe abnehmen. Setzt man z. B. mit Finsterwalder[1]) diese Größe proportional der mittleren Temperatur der Zeit des Jahres, in welcher die Temperatur über 0° ist, so zeigt sich, dass ihre Intensität rascher zunimmt, als die Höhen abnehmen. Dies geht aus folgender Tabelle hervor, welche nach Hann's Angaben[2]) berechnet ist.

[1]) S. Finsterwalder und H. Schunk, a. a. O. S. 81.

[2]) J. Hann, »Die Temperaturverhältnisse der österreichischen Alpenländer«, Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Mathem.-naturw. Classe, XC.—XCII. Bd. 1884 und 85, III. Th. Tab. X, S. 39. Die von mir mitgetheilten Zahlen beziehen sich auf die Südseite der Hohen Tauern.

Meereshöhe m	Dauer der mittl. Temperatur über 0° a	Mittlere Temperatur dieser Periode b	Product aus a und b	Diff dieser Producte
0	298 Tage	13 5°	4023 0	
500	277	11 7	3240 9	782 1
1000	253	10 0	2530 0	710 9
1500	225	8 2	1845 0	685 0
2000	198	6 2	1227·6	617 4
2500	165	4 4	726 0	501.6
3000	119	2·6	309 4	416.6
3500	54	0·7	37 8	271 6

Man sieht, dass die Producte aus a und b, welche proportional der Ablation gesetzt wurden, weit langsamer abnehmen, als die Höhen zunehmen, d. h. die Ablation ist in geringeren Höhen beträchtlicher, als in größeren, und die Abnahme der Intensität der Ablation ist langsamer, als die entsprechende Höhenzunahme. Dies veranschaulicht Fig. III S. 130. Allerdings kommen wohl noch zahlreiche andere Factoren, namentlich Expositionsverhaltnisse etc. für die Größe der Ablation in Betracht. Immerhin muss aber berücksichtigt werden, welche Verhältnisse sich ergeben, wenn die schneeigen Niederschlage nicht genau proportional der Höhe, sondern langsamer als dieselbe zunehmen, und wenn die Größe der Ablation sich langsamer verringert, als die Höhenzunahme beträgt. Diesen Verhaltnissen wird durch die Annahme Rechnung getragen, dass Ablation und schneeiger Niederschlag nicht proportional der ersten Potenz, sondern proportional der Quadratwurzel aus den Höhen ab- oder zunehme. Es lassen sich dann f_a (h) und f_n (h) entsprechend IV) und V) durch die Gleichungen

$$\text{VII)}\ a = t + u\sqrt{h} \quad \text{und} \quad \text{VIII)}\ n = o + p\sqrt{h}$$

ausdrücken, und dementsprechend wird für VI) erhalten

$$\text{IX)}\ \sqrt{h_s} = \frac{\sqrt{h_1} + \sqrt{h_2} + \ldots \sqrt{h_m}}{m}, \text{ daher}$$

$$h_s = \frac{h_1 + h_2 + \ldots h_m + 2\sqrt{h_1 h_2} + 2\sqrt{h_1 h_3} + 2\sqrt{h_2 h_3} + \ldots + 2\sqrt{h_{m-1} h_m}}{m^2}$$

wogegen sich als Werth der mittleren Höhe des Gletschers H

$$H = \frac{h_1 + h_2 + \ldots h_m}{m}$$

ergibt. Darnach ist

$$\begin{aligned} H - h_s = & (\sqrt{h_1} - \sqrt{h_2})^2 + \\ & + (\sqrt{h_1} - \sqrt{h_3})^2 + \\ & + (\sqrt{h_2} - \sqrt{h_3})^2 + \ldots \\ & + (\sqrt{h_{m-1}} - \sqrt{h_m})^2 \end{aligned}$$

Es ist also dann, wenn die Niederschläge langsamer als die Höhen zunehmen, und die Ablation rascher wächst als die Höhen abnehmen, die mittlere Hohe des Gletschers immer größer, als die Höhe der Schneegrenze. Letztere hat daher als **maximale** Höhe die der mittleren Höhe des Gletschers. Groß ist allerdings die sich ergebende Differenz nicht. Hat man einen Gletscher, dessen Ende bei 2000 *m*, dessen Wurzel bei 3900 *m* liegt, so ergibt sich dessen mittlere Hohe, gleichmäßigen Anstieg vorausgesetzt, zu 2950 *m*, während sich die Höhe der Schneegrenze nach obigem zu 2927 *m* ergeben würde. Dazu kommt noch, dass die Gletscher sicherlich nur mit einem geringen Theile ihrer Fläche in

den Höhen liegen, wo die Zunahme der festen Niederschläge sich verringert und die Ablation sich auf ein Minimum reduciert. Die hoch gelegenen Flächen der Gletscher bilden zumeist einen sehr unbedeutenden Procentantheil an der Gesammtfläche der Gletscher. Die Größe des über 3500 *m* gelegenen Gletscherareals bei den primären Gletschern der Venter-Gruppe in den Ötzthaler Alpen und der Finsteraarhorngruppe (über 3600 *m*) ist folgende:

Name des Gletschers	Gletscherareal über 3500, resp. 3600 m in Hectar	In Procent des Gesammtareals des Gletschers ausgedrückt	Name des Gletschers	Gletscherareal über 3500, resp. 3600 m in Hectar	In Procent des Gesammtareals des Gletschers ausgedrückt
Gepatsch-Ferner	7.8	0·3	Gaisberg-F.	[illegible]	0·0
Mittelberg-F.	4·5	0·2	Rosenlaui-Gl.	3·3	0·5
Vernagt-Guslar-F.	7·5	0·4	Gauli-Gl.	0·8	0·0
Hochjoch-F.	1·0	0·1	Ober-Grindelwald-Gl.	15·7	1·5
Gurgler-F.	1.3	0·1	Unter Grindelwald-Gl.	115·5	8·9
Schalf-F.	5·5	0·4	Unteraar-Gl.	78·0	2·0
Hintereis-F.	16·8	1·3	Oberaar-Gl.	0·0	0·0
Taschach-F.	46·0	4·2	Fiescher-Gl.	408·8	10·0
Langtauferer-F.	11·3	1·4	Großer Aletsch-Gl.	1310·3	11·4
Marzell-F.	7·8	1·1	Ober-Aletsch-Gl.	150·6	5·3
Sechsegerten-F.	1·5	0·2	Lang-Gl.	43·1	3·7
Rothmoos-F.	0·0	0·0	Baltschieder-Gl.	12·0	1·9
Kesselwand-F.	0·3	0·0	Tschingel-Gl.	0·0	0·0
Niederjoch-F.	1.8	0·4			
Langthaler-F.	0·0	0·0			

Es liefert also die mittlere Höhe der Gletscher unter allen Umständen recht brauchbare, nur sehr wenig zu hohe Werthe für die Schneegrenze, und es fragt sich nun, welche Art der Schneegrenze, ob die klimatische oder gewöhnliche dadurch gewonnen wird. Ein Rückblick auf den Ausgang unserer Darlegung klärt hierüber sofort auf. Es wurden Voraussetzungen über Ablation und Niederschlagsverhältnisse gemacht; diese sind für jeden Gletscher individuell entwickelt, und namentlich dessen Ablation wird von orographischen Verhältnissen, wie Exposition etc. stark beeinflusst. Sohin wird die auf diesem Wege gewonnene Ziffer für die Schneegrenze eines Gletschers den Factor der orographischen Begünstigung oder Benachtheiligung vollauf zum Ausdrucke bringen, und sie stellt demnach die Höhe der **realen Schneegrenze** des Gletschers dar. Anders gestalten sich die Verhältnisse, wenn man die Firnbedeckung eines ganzen Gebirges in Betracht zieht. Da hat man Stellen, wo die orographischen Verhältnisse die Ablation begünstigen, und auch solche, wo letztere gehemmt erscheint, und ist nicht gerade der orographische Bau des Gebirges ein ausgesprochen einseitiger, so kann wohl gefolgert werden, dass sich die begünstigenden, wie auch die benachtheiligenden orographischen Factoren gegenseitig größtentheils compensieren, und es dürfte daher die mittlere Höhe der Schneeregion eines zusammenhängend nach allen Richtungen vergletscherten Gebirges der idealen klimatischen Schneegrenze recht nahe kommen.

Bietet sich so einerseits die Möglichkeit, aus der Höhenentwickelung der gesammten Vergletscherung eines Gebirges die klimatische Schneegrenze des betreffenden Gebietes mit ziemlicher Schärfe zu bestimmen, sowie aus der Höhenentwickelung der einzelnen Gletscher die jeweilige, durch orographische Verhältnisse beeinflusste Schneegrenze zu ermitteln, so bietet sich andererseits noch ein weiteres Verfahren, die Lage der

letzteren zu bestimmen. Wenn wir als Schneegrenze kurzhin die Linie bezeichnen, welche die Gebiete zusammenhangender Schneebedeckung begrenzt, so ist dieselbe gewiss innerhalb jener untersten Höhenstufe zu suchen, wo die Schneebedeckung überwiegend zu werden beginnt. Es bietet sich daher durch Ausmessung des schneebedeckten und schneefreien Areals der einzelnen Höhenstufen ein sicheres Mittel zur Bestimmung der Schneegrenzenhöhe, vorausgesetzt, dass die Karten den Umfang der schneebedeckten Fläche genau wiedergeben. So genau aber unsere Karten den Umfang der Firnfelder und die Größe der Gletscher angeben, so wenig möglich ist es, auf den Karten das schneebedeckte Gebiet allein auszuscheiden, weil die Angabe der Firn- oder Aperlinie aus begreiflichen Gründen fehlt. Wenn daher für eine Höhenstufe schneefreies und schneebedecktes Areal bestimmt wird, so entfällt letzteres theilweise auf Gletscher, theilweise auf Firnfelder. Es wird daher die Schneegrenze höher liegen, als die unterste Höhenstufe, in welcher die schneefreie Fläche zurückzutreten beginnt[1]. Andererseits liegt die Schneegrenze offenbar tiefer, als diejenige Stufe, welche ganz verfirnt ist oder wenigstens, da es nirgends an firnfreien Stellen mangelt, dem Maximum der Schneebedeckung sehr nahe kommt. Das Mittel aus den solchermaßen sich ergebenden Höhenstufen dürfte annähernd der Höhe der Schneegrenze gleich kommen.

* * *

Wenn nun auch obige Erörterungen das empirisch gefundene Ergebnis, dass die mittlere Höhe der Gletscher nahezu mit der Höhe der Schneegrenze zusammenfällt, begründen, so schien es doch geboten, durch weitere Untersuchungen dieses Resultat festzustellen. Die Vorbedingung für eine solche Arbeit besteht in einer zuverlässlichen Karte, welche sowohl Terrain, als auch Gletscher durch Isohypsen darstellen. Als ich diese Untersuchungen plante, lagen die neuen Reambulierungen des k. u. k. militar-geographischen Instituts für Tirol noch bei weitem nicht in dem Umfange vor, wie heute, und es musste daher davon abgesehen werden, ein Gebiet der Ostalpen den Untersuchungen zugrunde zu legen. Dagegen bot der Siegfried-Atlas der Schweiz eine vorzügliche Grundlage für eine Untersuchung des Finsteraarhornmassives. Dieser Umstand wurde für die Fortsetzung meiner Studien maßgebend. Allerdings bringt derselbe den Nachtheil mit sich, dass ich über ein mir nicht durch eigene Anschauung bekanntes Gebiet im folgenden zu sprechen haben werde. Allein nachdem im Siegfried-Atlas ein äußerst genaues Abbild der Natur vorliegt, so bringt dieser, ebenso wie alle genauen Specialkarten, das Resultat eben der Bestimmungen der Firngrenze in der Natur, deren Ausführung Ratzel wünscht, graphisch zum Ausdruck, und wenn aus solch gewaltigem Schatze von Beobachtungen durch diese oder jene Methode Schlüsse gezogen werden, wie dies bereits

[1] Diese Ansicht würde sich für kegelförmig gestaltete Berge als nicht zutreffend erweisen, welche im Norden mehr und im Süden weniger mit Schnee bedeckt sind, und an welchen die Schneegrenze sich von Süden nach Norden gleichmäßig herabsenkt. Die mittlere Höhe dieser um einen derartigen Berg herumlaufenden Schneegrenze würde tiefer liegen, als jene Höhenstufe des Berges, die gerade zur Hälfte mit Schnee bedeckt ist. In Wirklichkeit wird aber der Verlauf der Schneegrenze durch die Zungen der Gletscher unterbrochen, und unsere Karten ermöglichen, wie gesagt, nicht, Firn- und Eisflächen von einander zu trennen. Darnach dürfte also die Höhe jener Höhenstufe eines Berges, welche zur Hälfte mit Schnee bedeckt ist, als ein Minimum für die Schneegrenzenhöhe aufzufassen sein.

von Brückner und Richter geschah, so stellt ein solches Verfahren gewiss nicht eine „Umgehung directer Beobachtung"[1], wie sich Ratzel über ähnliche Verfahren ausdrückt, dar, sondern eine passende Verwerthung bereits gemachter zahlreicher Beobachtungen.

Die Finsteraarhorn-Gruppe.

In jenem Theile der Schweizer Alpen, welcher sich in einer von SW nach NO streichenden Linie parallel mit den Langsthälern der Rhone und des Rheins, von der Dent de Morcles bis zum Calanda erstreckt, liegt zwischen den tiefen Kammeinsattelungen des Gemmipasses (2322 *m*) im Westen und des Grimselpasses (2164 *m*) im Osten die Centralmasse des Finsteraarhorn, welche im Finsteraarhorn (4275 *m*) culminiert. Das Stück des Centralkammes, das von der Dent de Morcles (2980 *m*) bis zur Gemmi streicht, besitzt eine durchschnittliche Erhebung von circa 2700 *m* über dem Meere und nur einzelne Gipfel, wie diejenigen der Diablerets, des Wildhorns und Wildstrubels übersteigen die Höhe von 3250 *m*. Unmittelbar östlich vom Gemmipass finden wir eine bedeutendere Erhebung des Gebirges, das im Balmhorn sich bis zu einer Höhe von 3711 *m* hinaufschwingt. Die eigentliche Massenerhebung mit den höchsten Gipfeln beginnt aber erst östlich vom Lötschenpass (2695 *m*) und reicht bis zum Grimselpass; sie ist zugleich jener Theil der Berner Alpen, welcher sich durch eine mächtige und ausgedehnte Gletscherbedeckung auszeichnet.

Die Abgrenzung dieses ein zusammenhängendes Ganzes bildenden Gletschergebietes erfolgte nach folgenden Tiefenlinien: Im Süden die Rhone bis zur Einmündung der Lonza — im Westen die Lonza aufwärts bis Ferden, wo der vom Lötschenpass herabkommende Ferdenbach in die Lonza mündet; ferner dem Ferdenbach entlang zum Lötschenpass, über den Lötschengletscher nach Gasteren an der Kander, dem Abflusse des Kanderfirns (Alpetligletschers); von Gasteren das Gasteren- und Kanderthal abwärts zur Einmündung des Stegenbaches — im Norden der Stegenbach, Cote 2469 *m* südlich vom Schwarz-Grätli, der Dündenbach bis zu seiner Vereinigung mit dem Pöchtenbach, die Sefinen Furgge (2616 *m*), über die Sefinenalpe in das Sefinenthal, das Lauterbrunnenthal abwärts bis zur Einmündung des Trümmelbaches, das Trümletenthal, über die Wengernalp zur Kl. Scheidegg (2066 *m*), der Wergisthalbach, die Weiße Lütschine bis zu ihrer Verbindung mit der Schwarzen Lütschine, längs des Gebirgsabfalles am Hotel Wetterhorn und Lauchbühl vorüber zur Gr. Scheidegg (1961 *m*), der Reichenbach bis zur Einmündung in die Aare gegenüber Meiringen — im Osten die Aare von Meiringen bis zum Spitalboden, über das Grimselhospiz und den Grimselpass zum Todten See, aus dem der Maienbach zur Rhone abfließt.[2]

[1] Fr. Ratzel, »Höhengrenzen und Höhengürtel«, Zsch. d. D. u. Ö. A.-V. 1889, S. 131.

[2] Die Finsteraarhorn-Gruppe erscheint sonach mit Rücksicht auf ihr Gletschergebiet viel enger begrenzt, als dies B. Studer „Orographie der Schweizer Alpen", Petermann's Mittheilungen 1869, Seite 241 gethan hat, welcher die Begrenzung dieser Gruppe folgendermaßen vorgenommen hat: Von Leuk im Rhonethal die Dala aufwärts, Kanderthal, von Frutigen nach Spiez, südliches Ufer des Thuner- und Brienzer-Sees, die Aare aufwärts bis auf die Grimsel und von da abwärts zur Rhone nach Oberwald.

Die Ausmessung des so umschlossenen Gebietes, welches ungefähr die Gestalt eines Rechteckes mit den Langseiten im SO und NW und Breitseiten im SW und NO besitzt, wurde auf folgenden Blättern des Topographischen Atlas der Schweiz 1:50.000 vorgenommen: Blatt 393 Meiringen, 397 Guttannen, 396 Grindelwald, 490 Obergestelen, 489 Jungfrau, 488 Blümlisalp, 463 Adelboden, 494 Binnenthal, 493 Aletschgletscher, 492 Kippel, 473 Gemmi, 497 Brieg und 496 Visp.[1])

Die Messungen wurden mit einem Amsler'schen Polarplanimeter in der Weise ausgeführt, dass auf jedem Kartenblatte von dem zur Gruppe gehörigen Gebiete die Areale, welche zwischen zwei aufeinander folgenden Isohypsen in der Aequidistanz von 150 *m* liegen, ausgemessen

Tabelle I.

Areal der Höhenstufen.

Höhenstufe *m*	Gesammtareal in km^2.	Vergletschertes Areal in km^2.	Schneefreies Areal in km^2.	Gesammtareal	Vergletschertes Areal	Schneefreies Areal
				in Procent der ganzen Gruppe		
450—600	0.212	—	0.212	0.0	0.0	0.0
600—750	15.703	—	15.703	1.2	0.0	1.2
750—900	15.460	—	15.460	1.2	0.0	1.2
900—1050	19.787	—	19.787	1.5	0.0	1.5
1050—1200	26.697	0.066	26.631	2.1	0.0	2.1
1200—1350	34.064	0.214	33.850	2.7	0.0	2.7
1350—1500	45.302	0.391	44.911	3.5	0.0	3.5
1500—1650	50.232	0.864	49.368	3.9	0.1	3.8
1650—1800	58.753	3.200	55.553	4.6	0.2	4.4
1800—1950	66.552	4.263	62.289	5.2	0.3	4.9
1950—2100	76.536	6.478	70.058	6.0	0.5	5.5
2100—2250	82.346	10.014	72.332	6.5	0.8	5.7
2250—2400	92.551	22.556	69.995	7.2	1.8	5.4
2400—2550	102.095	32.505	69.590	8.0	2.6	5.4
2550—2700	107.643	45.856	61.787	8.4	3.6	4.8
2700—2850	107.603	57.574	50.029	8.4	4.5	3.9
2850—3000	100.248	65.623	34.625	7.8	5.1	2.7
3000—3150	95.328	68.276	27.052	7.5	5.3	2.2
3150—3300	66.891	52.389	14.502	5.2	4.1	1.1
3300—3450	47.258	37.459	9.799	3.7	2.9	0.8
3450—3600	35.904	28.972	6.932	2.8	2.3	0.5
3600—3750	21.523	17.000	4.523	1.7	1.3	0.4
3750—3900	8.179	5.827	2.352	0.7	0.5	0.2
3900—4050	2.289	1.397	0.892	0.2	0.1	0.1
4050—4200	0.406	0.261	0.145	0.0	0.0	0.0
über 4200	0.013	0.010	0.003	0.0	0.0	0.0
Summe . . .	1279.575	461.195	818.380	100.0	36.0	64.0

wurden; hierauf wurde durch neuerliche Messung bestimmt, wie viel von diesen Arealen auf eis- und schneebedecktes und wie viel auf gletscherfreies Terrain entfällt. Überdies wurde die Größe aller Gletscher der Finsteraarhorn-Gruppe ermittelt, und zwar wurde nicht nur die Gesammtfläche derselben gemessen, sondern, wie aus der weiter unten stehenden Gletschertabelle hervorgeht, auch das Areal der einzelnen Höhenstufen bestimmt; kleinere Flächen der Gletscher wurden mit dem Millimeterpapier ausquadriert. Bei der Umrechnung der Planimeter-

---

[1]) Das Blatt Visp lag mir, da es noch nicht publiciert ist, nur in einer Copie ohne Beschreibung vor, welche das nördlich von der Rhone gelegene Gebiet enthielt. Diese Copie wurde mir von Herrn Oberst Lochmann in Bern freundlichst übermittelt, wofür ich ihm hierdurch meinen besten Dank abstatte.

einheiten in *qkm* wurde die verschiedene Contraction der einzelnen Kartenblätter berücksichtigt, die sich in manchen Fällen als nicht unbedeutend erwies; so betrug eine Planimetereinheit, welche nach meiner Einstellung des Instrumentes (1 Einheit = 10 *mm*²) und bei dem Maßstabe der Karten (1 : 50.000) 2·500 Hectar hätte gleichkommen sollen, z. B. bei den Blättern Kippel und Guttannen 2·546, respective 2·543 Hectar.

In Tabelle I S. 134, II S. 135 u. III (Seite 142 ff.) theile ich die Ergebnisse meiner Ausmessungen mit. Tabelle I enthält das Areal der Höhenstufen der Finsteraarhorn-Gruppe mit Angabe der Größe des vergletscherten und schneefreien Terrains in absolutem Maße und in

Tabelle II.

Areal der Höhenschichten.

Höhenschichten *m*	Gesammtareal in *km*²	Vergletschertes Areal in *km*².	Schneefreies Areal in *km*².	Gesammtareal	Vergletschertes Areal	Schneefreies Areal
				in Procent der ganzen Gruppe		
über 450 m	1279.575	461.195	818.380	100.0	[illegible]	64.0
600	1279.363	461.195	818.168	100.0	[illegible]	64.0
750	1263.660	461.195	802.465	98.8	36.0	62.8
900	1248.200	461.195	787.005	97.6	36.0	61.6
1050	1228.413	461.195	767.218	96.1	36.0	60.1
1200	1201.716	461.129	740.587	94.0	36.0	58.0
1350	1167.652	460.915	706.737	91.3	36.0	55.3
1500	1122.350	460.524	661.826	87.8	36.0	51.8
1650	1072.118	459.660	612.458	83.9	35.9	48.0
1800	1013.365	456.460	556.905	79.3	35.7	43.6
1950	946.813	452.197	494.616	74.1	35.4	38.7
2100	870.277	445.719	424.558	68.1	34.9	33.2
2250	757.931	435.705	352.226	61.6	34.1	27.5
2400	695.380	413.149	282.231	54.4	32.3	22.1
[illegible]	593.285	380.644	212.641	46.4	29.7	16.7
2700	485.642	334.788	150.854	38.0	26.1	11.9
2850	378.039	277.214	100.825	29.6	21.6	8.0
3000	277.791	211.591	66.200	21.8	16.5	5.3
3150	182.463	143.315	39.148	14.3	11.2	3.1
3300	115.572	90.926	24.646	9.1	7.1	2.0
3450	68.314	53.467	14.847	5.4	4.2	1.2
3600	32.410	24.495	7.915	2.6	1.9	0.7
3750	10.887	7.495	3.392	0.9	0.6	0.3
3900	2.708	1.668	1.040	0.2	0.1	0.1
4050	0.419	0.271	0·148	0.0	0.0	0.0
4200	0.013	0.010	0.003	0.0	0.0	0.0

Procent des Gesammtareals der ganzen Gruppe ausgedrückt. In Tabelle II finden sich das Areal der Höhenschichten und ihre Procentantheile an der Gesammtfläche der Gruppe.

Als Größe des gesammten von mir ausgemessenen Gebietes ergab sich 1279·575 *qkm*; davon entfallen 461·195 *qkm* auf vergletschertes und 818·380 *qkm* auf gletscherfreies Terrain. Die Größe der Schneebedeckung nimmt mit wachsender Höhe zu und erreicht auf der Höhenstufe 3000 bis 3150 *m* den absoluten Maximalwerth; von da an wird sie mit noch größer werdender Höhe wegen der allgemeinen Zunahme der Steilheit des Gesammtareals wieder kleiner. Das Überwiegen des vergletscherten Areals über das schneefreie Terrain tritt bereits in der Höhenstufe 2700—2850 *m* ein. Betrachten wir dagegen die Höhenschichten (siehe Tabelle II), so ergibt sich, dass schon über 2100 *m* die vergletscherte Fläche vorherrschend ist. Von der gesammten Gletscher-

fläche der Finsteraarhorn Gruppe (46119·5 Hectar) gehören 20877·0 Hectar der Nordseite und 25242·5 Hectar der Südseite an. Es zeigt sich somit daselbst ein ähnliches Verhältnis, wie in den Hohen Tauern[1], dass nämlich die Vergletscherung südlich vom Centralkamm stärker auftritt, als nördlich von demselben, wobei der Umstand ausschlaggebend ist, dass der Große Aletsch-Gletscher sich südlich vom Hauptkamm befindet.

Ein Blick auf die Karte zeigt, dass die Berner Alpen östlich vom Lötschenpass mit einemmale eine bedeutende Anschwellung der Firn- und Gletschermassen aufweisen. Diese Thatsache hat in der eigenthümlichen Kammgliederung der Finsteraarhorn-Gruppe ihren Grund. Während von der Dent de Morcles bis zum Lötschenpass ein einheitlicher Hauptkamm fortstreicht, dessen höchste Erhebungen kleine Gletschercentren darstellen, erfolgt östlich vom Lötschenpass eine Zertheilung des Hauptkammes in mehrere Glieder, an denen und zwischen denen eine ungeheuere Firndecke Raum findet.

Zunächst setzt sich der Centralkamm, welcher von der Gemmi zum Lötschenpass hinzieht und dem das Balmhorn angehört, in der Richtung von Südwest nach Nordost fort. Er bildet nordöstlich vom Hocken- und Schilthorn (3164 *m* und 3297 *m*) den ganz verfirnten Petersgrat und zieht über das Tschingelhorn (3581 *m*) und Breithorn (3779 *m*) zum Mittaghorn (3895 *m*), zu der Jungfrau (4166 *m*) und dem Mönch (4105 *m*); von da wendet er sich westwärts über den Fieschergrat zum Großen und Kleinen Fiescherhorn (4049 *m* und 3905 *m*), dann zur höchsten Culmination der ganzen Gruppe, dem Finsteraarhorn (4275 *m*), und setzt sich, an Höhe wieder bedeutend abnehmend, im Studerhorn (3637 *m*), Oberaarhorn (3642 *m*), Löffelhorn (3098 *m*), Gr." und Kl. Siedelhorn (2881 *m* und 2766 *m*) zum Grimselpass fort. Die Kammstrecke zwischen Lötschenpass und Grimselpass hat nach L. Neumann[2] die beträchtliche mittlere Kammhöhe von 3350 *m*. Dieser hohe Kamm stellt die Hauptwasserscheide zwischen Aare und Rhone dar, und auf ihm verläuft auch die Grenze zwischen den Cantonen Bern und Wallis. Das westliche Kammstück, dem so hervorragende Firnhäupter, wie die Jungfrau und der Mönch, angehören, bildet jene prächtige Mauer, deren Anblick von dem Lauterbrunnen- und Lütschinenthal so majestätisch wirkt, weil die Höhenunterschiede hier auf kurze Strecken 2500 bis 3000 *m* und selbst darüber betragen. Die Übergänge über den Centralkamm liegen alle sehr hoch. Die Märwiglücke hat noch eine Höhe von 2944 *m*, die Wetterlücke zwischen Tschingel- und Breithorn liegt schon 3159 *m*, das Schmadrijoch 3311 *m* hoch; noch höher steigt das Mittagjoch, das Ebnefluhjoch hat eine Höhe von 3750 *m*, der Roththalsattel sogar von 3857 *m*. Die Kammlinie zeigt eben zwischen dem Großhorn (3765 *m*) und der Jungfrau sehr geringe Undulationen, so dass die Jöcher nicht viel tiefer liegen, als die Gipfel selbst. Eine relativ größere Depression ist das Jungfraujoch (3470 *m*) zwischen Jungfrau und Mönch. Der Fieschergrat mit einer durchschnittlichen Höhe von über 3600 *m* hat einen Übergang durch das Untere Mönchjoch (circa 3600 *m*). Das Agassizjoch zwischen Agassizhorn (3956 *m*)

[1]) S. Ed. Brückner, »Die Hohen Tauern und ihre Eisbedeckung.« Ztschr. d. D. und Ö. A.-V. 1886. S. 177.

[2]) L. Neumann, »Die mittlere Kammhöhe der Berner Alpen.« Freiburg im Breisgau 1888.

und Finsteraarhorn hat die respectable Höhe von 3850 *m*, das Untere Studerjoch senkt sich zu 3428 *m* herab und das Oberaarjoch hat nur mehr eine Höhe von 3233 *m*. Der Centralkamm stellt sich somit wegen der überaus hohen Lage seiner Einsattelungen als äußerst wenig durchgängig dar; er erreicht in seinem Mittelstücke, welches die Nordeinfassung der Firnfelder des Großen Aletschgletschers und Fieschergletschers bildet, seine größte Höhe und sinkt von da sowohl gegen Westen zum Lötschenpass, als auch gegen Osten zum Grimselpass allmälig herab.

Parallel mit dem westlichen Theile des Centralkammes ziehen zwei vielfach verzweigte Kämme, von denen der eine, der Blumlisalpkamm nördlich und der andere, der Aletschhornkamm,[1] südlich vom Centralkamm verläuft. Der Blümlisalpkamm füllt das Gebiet zwischen dem Kander- und Lötschinenthal aus und enthält folgende Gipfel: Das Kleine und Große Doldenhorn (3474 *m* und 3647 *m*), das Öschinenhorn (3490 *m*), das Blumlisalphorn (3669 *m*), die Weiße Frau (3661 *m*), das Gspaltenhorn (3437 *m*), von dem aus sich der Kamm in der Tschingelspitz (3318 *m*) und dem Tschingelgrat fortsetzt. Es ist eine über 3000 *m* hohe, auf ihren nordwestlichen und südöstlichen Abhängen gletschertragende Gebirgskette, welche ihre tiefsten Depressionen im Frundenjoch (3001 *m*) und in der Gamchilücke (2838 *m*) besitzt. Von jedem der genannten Gipfel strahlen kurze Seitenäste in nordwestlicher Richtung zum Öschinen-See (114 Hectar), zum Kient- und Sefinenthal aus. In den Mulden zwischen diesen Seitenkämmen und dem Blümlisalpkamm breiten sich Firnmassen aus, welche aber wegen der raschen Aufeinanderfolge der Gebirgsaste und ihrer kurzen Erstreckung keine größere Ausdehnung erlangen.

Die zweite mit dem Centralkamm parallele Höhenkette, der Aletschhornkamm, erhebt sich aus dem Rhonethal und streicht anfangs allerdings in südnördlicher Richtung, um aber dann von der Hohgleifen (3280 *m*) an gleichfalls von Südwest nach Nordost zu verlaufen. Die Gipfelerhebungen sind auch hier bedeutend: Das Wilerhorn (3311 *m*), Kleines Nesthorn (3348 *m*), Breitlauihorn (3663 *m*), Breithorn (3783 *m*), Schienhorn (3790 *m*), Distelhorn (3748 *m*); das Kammstück vom Sattelhorn (3745 *m*) zum Aletschhorn (4182 *m*) zieht in westöstlicher Richtung und nimmt von diesem ab zum Dreieckhorn (3822 *m*) zuerst eine nördliche und dann wieder die Richtung nach Ost an. Auch von diesem Kamme zweigen zahlreiche Seitenäste ab, von denen die nach Süden gerichteten mehr in Betracht kommen, als die nach Norden zum Lötschenthal streichenden kurzen Abzweigungen. Vom Wilerhorn zieht ein Seitenkamm nach Süden, ein zweiter vom Kleinen Nesthorn, der im Bietschhorn oder Großen Nesthorn (3953 *m*) bedeutend höher wird, als das dem Hauptkamm angehörige Kleine Nesthorn; das Bietschhorn selbst sendet wieder zwei Äste nach Westen und Süden aus. Auch das Breitlauihorn und Breithorn sind die Ausgänge von Seitenkämmen; vom Breithorn geht eine Abzweigung zum Gredetschhörnli, die sich noch weiterhin in mehrere Glieder zertheilt. Desgleichen laufen vom Aletsch- und Dreieckhorn Seitenkämme nach Süden aus. Von Übergängen über den so reich gegliederten Aletschhornkamm sind zu erwähnen: Das Wilerjoch (3078 *m*), das über 3200 *m* hohe Baltschiederjoch, der Beichpass (3136 *m*); die Sattellücke zwischen Distelhorn und Sattelhorn hat

[1] Nach seiner höchsten Erhebung, dem Aletschhorn (4182 *m*), benannt.

eine Höhe von 3511 *m*. In den Seitenkämmen liegen die Ijollilücke, südlich vom Wilerhorn, die Gredetschlücke (3003 *m*) und das Gredetschjoch (3522 *m*).

Der zwischen dem Blümlisalp- und Aletschhornkamm hindurchziehende, auch vielfach verzweigte Centralkamm ist mit diesen beiden Höhenketten durch querliegende Äste verbunden So zieht vom Tschingelhorn ein Querrücken, welcher im Tschingelpass (2824 *m*) seine tiefste Stelle besitzt, über das Mutthorn (3041 *m*) zum Blümlisalpkamm und bildet die Wasserscheide zwischen der Kander einerseits und der Weissen Lütschine andererseits; der vom Mittaghorn zum Sattelhorn streichende Anengrat stellt wiederum die Verbindung zwischen dem Centralkamm und dem Aletschhornkamm her; er hat seine tiefste Depression in der Lötschenlücke (3204 *m*) und ist die Wasserscheide zwischen dem Lötschenthale und dem Thale des Großen Aletsch-Gletschers. Kurze, wenig hohe Seitenkamme des Centralkammes ziehen in das Kanderthal herab; auch im Suden werden unter der Firn- und Eisdecke des Gletschers südlich vom Petersgrat kleine Seitenäste sichtbar, zwischen denen eine große Zahl von Gletscherbachen der Lonza zueilen. Längere Seitenkämme gehen vom Breithorn des Centralkammes und dem Großhorn (3765 *m*) aus. Von der Ebnefluh (3964 *m*, Cote 3784 *m* südlich vom Roththalhorn (3946 *m*) und dem Mönch zweigen Gebirgsäste ab, welche im Kranzberg (3719 *m*) und Trugberg (3933 *m*) bedeutende Höhen erreichen und die Westhälfte des Firnbeckens des Großen Aletsch-Gletschers in drei Mulden, den Ebnefluh-, Kranzberg- und Jungfrau-Firn gliedern. Die Seitenkämme, welche vom Breithorn bis zum Mönch sich nordwärts vom Centralkamm ablösen, schließen Firnmulden ein und bilden die mächtigen Felsabstürze in das Roththal und Lauterbrunnenthal. Vom Mönch leitet ein Seitenast zum Eiger (3975 *m*) hinüber, der sich dann weiter als scharfer, jäher Grat zwischen dem Mittellegi und Kalli Firn nach Nordosten fortsetzt.

Die Zahl der Gletscher, welche zwischen den Hauptkämmen und ihren muldenartige Becken schaffenden Verzweigungen liegen, ist eine recht stattliche. Nördlich vom Centralkamm bis zum Mönch befinden sich der Kanderfirn (Alpetli-Gletscher), Tschingel-Gl., Breithorn-Gl., das Silberlaui, dessen Firnfeld das Roththal ausfüllt, der Gießen-Gl., Guggi-Gl., Eiger-Gl., u. a. Südlich von diesem Theile des Centralkammes liegen die Gletscher südöstlich vom Petersgrat, dessen einzelne Theile verschiedene Namen führen: Inner-Thal-Gl., Äußer-Thal-Gl., Telli-Gl., Tennbach-Gl. und Mühlebach-Gl., dann der Jägi-Gl. und Lang-Gl.

Auf der steilen Nordabdachung des Aletschhornkammes finden sich nur kleine Gletscher und Schneeflecken; hingegen liegen zwischen den zahlreichen südwärts gerichteten Seitenästen dieses Kammes auch bedeutendere Gletscher, so der Ijolli-Gl., Baltschieder-Gl., der Ober-Aletsch-Gl., Triest-Gl und der mit dem Großen Aletsch-Gl. sich vereinigende Mittel-Aletsch-Gl.

Der Aletschhornkamm bricht mit dem Dreieckhorn an dem Thale des Großen Aletsch-Gletschers ab, und ein vom Dreieckhorn nach Suden zum Olmenhorn (3318 *m*) verlaufender Seitenkamm flankiert im Westen die Zunge dieses Gletschers, dessen Abfluss, die Massa, in die Rhone mündet. Im Osten wird das Firnfeld und die langgestreckte Eiszunge von einem Seitenkamme des Centralkammes begrenzt; diese südwärts gerichtete Abzweigung, der Fiescherkamm, beginnt am Großen Fiescherhorn (4049 *m*) und zieht über das Hintere Fiescherhorn (4020 *m*), Kl. und Gr. Grünhorn (3927 *m* und 4047 *m*), Grünhornli (3600 *m*), Schönbühl-

horn (3864 *m*), Gr. und Kl. Wannehorn (3905 *m* und 3717 *m*), die Walliser Fiescherhörner, Strahlhörner, das Eggishorn (2934 *m*) zum Bettmerhorn (2865 *m*). In dieser östlichen Einfassung des Großen Aletsch-Gletschers befinden sich folgende größere Depressionen: Der Märjelen See [1]) zwischen dem Eggishorn im Süden und den Strahlhörnern im Norden am Ostrande der Gletscherzunge in einer Höhe von 2367 *m*; die Grünhornlücke (3305 *m*) vermittelt den Übergang aus dem Firnfeld des Großen Aletsch-Gletschers in den Walliser-Fiescher-Firn; in seinem weiteren Verlaufe bis zum Gr. Fiescherhorn zeigt der Fiescherkamm keine tiefere Einsattelung mehr.

Der Fiescherkamm hat auch östliche und westliche Seitenäste, so den Distel- und Triftgrat im Osten und den Herbrigsgrat und zwei weitere Abzweigungen im Westen, welche mit dem Faulberg (3244 *m*) und dem Grüneck (3287 *m*) enden. Der letztere Seitenast trennt wieder zwei Theile des Firnfeldes des Großen Aletsch-Gletschers von einander: Das Ewig Schneefeld und ein namenloses Firnfeld, das vom Grüneck, Grüneckhorn, Grünhörnli, Kamm und Faulberg begrenzt wird und das wir Grünhorn-Firn benennen wollen. Das ausgedehnte Firnbecken des Großen Aletsch-Gletschers besteht somit aus folgenden sechs Theilen: Aus dem Ebnefluh- und Kranzberg-Firn, welche beide mit etwas steilerer Neigung zu dem Großen Aletsch-Firn herabfliessen, ferner aus dem Jungfrau-Firn, dem Ewig Schneefeld und dem Grünhorn-Firn. Alle diese Firnmassen bewegen sich nach dem ziemlich ebenen Concordiaplatz, von dem dann nach Süden sich die rechts und links von bedeutenden Höhen begleitete Zunge erstreckt, welcher noch die zwischen den Seitenrippen des linksseitigen Kammes Dreieckhorn-Olmenhorn gelegenen Firnmassen, der ganze Mittel-Aletsch-Gletscher und auf der rechten Seite der auf der westlichen Abdachung der Wannehörner und des Schönbuhlhornes gelegene Schönbühl-Gletscher tributär werden.

Ausser dem Fiescherkamm hat der Centralkamm in seiner östlichen Hälfte noch andere südliche Seitenkämme. So bewirkt ein vom Finsteraarhorn südöstlich zum Finsteraar-Rothhorn (3549 *m*) streichender Ast die Theilung des Firnfeldes des Fiescher-Gl. in den Walliser-Fiescher-Firn im Westen und den Studer- und Galmi-Firn im Osten. Ein längerer Seitenkamm, der Galmikamm, löst sich vom Rothhorn (3458 *m*) ab und verläuft über das Hintere und Vordere Galmihorn (3482 *m* und 3524 *m*) zum Wasenhorn (3457 *m*) und Setzenhorn (3065 *m*). Abzweigungen des Galmikammes führen zum Ritzenhorn (2870 *m* und Kastlenhorn (2844 *m*)

Die Seitenkämme, welche vom Centralkamme nach Norden ziehen, sind wieder vielfach verzweigt. Ein kürzerer Kamm geht vom Kl. Fiescherhorn zum Grindelwald. Grünhorn oder Pfaffenstöckli (3121 *m*) und theilt das Firnfeld des Unter-Grindelwald-Gletschers in zwei Theile, in den westlichen Grindelwald-Fiescher-Firn und das östliche Obere Eismeer. Vom Agassizhorn beginnt ein Hauptast, der Schreckhornkamm, mit vorherrschender Nordrichtung, von dem wieder zahlreiche Seitenkämme abzweigen, welche den ganzen nordwestlichen Theil der Finsteraarhorn-Gruppe bis zur Aare einnehmen. Der Schreckhornkamm führt über das Finsteraarjoch (circa 3350 *m*, welches aus dem Oberen Eismeer in den

[1]) Der 43 Hectar große Märjelen-See ist, wie die meisten anderen Gletscherseen, ein Abdammungssee, indem der das Hauptthal erfüllende Aletsch-Gl. den Abfluss eines Seitenthales aufstaut. Der See besitzt aber auch einen östlichen Ausfluss, den Seebach, der nordöstlich zur Zunge des Fiescher-Gl. fließt, um sich mit dem Fiescherbache zu vereinigen.

Finsteraar-Firn herüberleitet, zu den Strahlegghörnern (Cote 3453 *m*), den Schreck- und Lauteraarhörnern, dem Gr. Lauteraarhorn (4043 *m*), Gr. Schreckhorn (4080 *m*), Nässihorn (3759 *m*), geht von hier in nordöstlicher Richtung zum Berglistock (3657 m), in nördlicher zum Rosenhorn (3691 *m*), wendet sich dann westlich zum Mittelhorn (3708 m), um mit dem Wellhorn (3196 m) und dem Welligrat zu endigen. Dieser Kamm bildet die Scheide zwischen dem Ober-Grindelwald-Gletscher und Schwarzwald-Firn einerseits und dem Lauteraar-Firn, Gauli- und Rosenlaui-Gletscher andererseits. Von Übergängen über den Schreckhornkamm sind neben dem bereits genannten Finstaarjoch noch zu erwähnen: Der Strahleggpass (3351 *m*), der Lauteraarsattel (3156 *m*) und das Berglijoch (3441 *m*).

Dieser Kamm sendet gegen Osten mehrere Seitenäste aus. So setzen sich die Strahlegghörner von der Cote 3453 *m* südöstlich fort und erreichen in der Nasse-Strahlegg eine Höhe von 3488 *m*. Auch vom Gr. Lauteraarhorn zweigt ein Ast nach Südosten ab und führt zum Abschwung (3143 m): er trennt den Strahlegg-Firn vom Lauteraar-Firn und-Gletscher. Vom Nässihorn läuft dagegen ein Kamm in westnordwestlicher Richtung über das Kl. Schreckhorn (3497 *m*), Gwächten (3169 *m*) zum Mettenberg (2998 *m*). Zwischen den zahlreichen nach Südwest gerichteten Gebirgsrippen liegen Firne, welche zum Unter-Grindelwald-Gletscher gehören. Das Mittelhorn sendet einen Ast zum Wetterhorn oder der Hasle Jungfrau (3703 *m*); die Felsabstürze des Wetterhorns und Wellhorns zur Großen Scheidegg sind wieder sehr steil und imposant. Ein langer Seitenkamm des Schreckhornkammes, der Hühnerstockkamm, geht vom Berglistock zunächst in südöstlicher Richtung zum Ewigschneehorn (3331 *m*), dann noch vor dem Hubelhorn (3256 *m*) ostwärts weiter zum Hühnerstock (3348 *m*), Bachlistock (3270 *m*), Brandlammhorn (3115 *m*) und Juchlistock (2851 *m*). Südlich von diesem Kamme befindet sich der Lauteraar-Gletscher, welcher mit dem von Sudwesten kommenden Finsteraar-Gletscher den Unteraar-Gletscher zusammensetzt, ferner der Hintere und Vordere Trift-Gletscher. Auch der Hühnerstockkamm besitzt noch weitere Abzweigungen, so vom Ewigschneehorn zum Grünbergli (2783 *m*), vom Hubelhorn und dem Hühnerstock, welche das Firnfeld des Gauli-Gletschers in drei Theile, den eigentlichen Gauli-Firn, den Grünbergli-Gl. und den Hühnerthali-Gl. trennen; aus dem Gauli-Gletscher fließt das Urbachwasser der Aare zu. Vom Bachlistock streicht der Grubengrat nach Norden über das Hühnerthälihorn (3181 *m*), das Ritzlihorn (3282 *m*) zu den Gallauistöcken. Nördlich vom Bachlistock zweigt ein Ast nach Osten zum Diamantstock (2800 *m*) und Aelplistock (2895 *m*) ab und bildet die nördliche Einfassung des Bächli-Gletschers. Ähnliche östliche Abzweigungen des Grubengrates rahmen Kare ein, in denen sich der Gruben-Gl., Aerlen-Gl. und Wissbach-Gl. befinden. Neben dem so reich gegliederten Hühnerstockkamm hat der Schreckhornkamm noch andere Seitenäste. Vom Rosenegg, südlich vom Rosenhorn, läuft ein Seitenkamm zum Renfenhorn (3272 *m*), Hangendgletscherhorn (3294 *m*) und endigt im Tellen- und Kammtigrat. Das Renfenhorn sendet wieder einen Seitenast nach Norden über das Dossenhorn (3140 *m*), Gstellihorn (2857 *m*), Engelhorn (2783 *m*) zur Hohjägiburg (2641 *m*), in diesem Kamme liegt der Urbachsattel (2481 *m*).

Der am Oberaarhorn vom Centralkamm sich nach Norden erstreckende Ast erreicht bei weitem nicht die Ausdehnung des Schreckhornkammes; er zieht zum Grunerhorn (3510 *m*), Scheuchzerhorn (3471 *m*) in nordöstlicher Richtung, um dann zum Thierberg (3202 *m*) und zum

Hinteren und Vorderen Desorstock (3042 *m* und 2922 *m*) mehr ostwärts zu verlaufen. Zwischen diesem Kamme und dem Centralkamme befindet sich der Oberaar-Gletscher, aus dem die Oberaar, der Quellfluss der Aare, entspringt. Vom Scheuchzerhorn führt ein kurzer Ast nach Norden zum Escherhorn (3101 *m*), und auch vom Thierberg und Desorstock zweigen kurze Kämme nach Norden ab, kleinere Mulden und Nischen bildend, deren Firnmassen sich mit der Zunge des Unteraar-Gletschers vereinigen.

* * *

Die Finsteraarhorn-Gruppe repräsentiert mit diesen ihren zahlreichen Gipfeln, Kämmen und Mulden, welche die Höhe von 3000 *m* weit überschreiten, eine der großartigsten und massigsten Erhebungen der Alpen; das Areal, das über 3000 *m* Höhe gelegen ist, beträgt 21·8 Procent der Gesammtfläche, auf die Höhenschichten von 3150 *m* und 3300 *m* entfallen 14·3 u. 9·1 Procent der ganzen Gruppe (s. Tab. II S. 135). Da nun die Größe der Vergletscherung im innigsten Zusammenhange mit der Massigkeit der Erhebung einer Gebirgsgruppe steht, so dass ihr Gletscherareal um so größer ist, je größer die über der Schneegrenze gelegene Fläche ist[1]) so bringt es auch die gewaltige Erhebung der Finsteraarhorn-Gruppe mit sich, dass sie ein ausgedehntes Gletschergebiet enthält. Der Gebirgsbau daselbst mit seiner reichen Kammgliederung, welche innerhalb der vielen nach allen Richtungen ausstrahlenden Seitenkämme und Verästelungen die Bildung zahlreicher größerer und kleinerer Mulden hervorruft, bietet die Möglichkeit einer ungeheueren Schneeanhäufung, so dass die sich ansammelnden mächtigen Firnlager zur Nahrung einer großen Anzahl von Gletscherzungen dienen können, welche nördlich und südlich von der Wasserscheide zwischen Aare und Rhone gleichsam radienartig nach allen Richtungen sich erstrecken. »Das Berner Oberland ist,« wie Mousson sagt,[2]) »ein Ausstrahlungscentrum für ein ganzes System zusammengehörender Gletscher, geradeso wie der Gebirgsstock des Montblanc, die Gebirgsmasse des Monte Rosa, diejenige des Ortler u. a.«

Dieser für eine reichliche Gletscherentwickelung günstige Gebirgsbau macht die Finsteraarhorn-Gruppe zu einem der größten Gletschergebiete der Alpen; die gesammte Gletscherfläche daselbst hat die stattliche Grösse von 461 km^2, d. i. 36 Procent des Gesammtareals der Gruppe[3]), eine Fläche, deren Größe von keiner der vergletscherten Gebirgsgruppen der Ostalpen erreicht wird; nur wenn man die Ötzthaler und Stubayer Alpen zusammennimmt oder die gesammten Tauern im Sinne der »Eintheilung der Ostalpen« von A. Böhm in Betracht zieht, erhält man vergletscherte Flächenräume von 484 km^2, respective 530 km^2[4]).

Die Gesammtzahl der Gletscher in der Finsteraarhorn-Gruppe beträgt 101; sie sind in der nachfolgenden Tab. III aufgezählt mit Angabe ihres Gesammtareals und der Größe der einzelnen Höhenstufen.

---

[1]) Vgl. »Die Vertheilung der Vergletscherung in den Ostalpen.« XV. Jahresbericht des Vereines der Geographen an der Universität Wien. 1889.

[2]) A. Mousson, »Die Gletscher der Jetztzeit«, S. 9.

[3]) A. Heim, »Gletscherkunde«, S. 47, gibt die ganze Schnee- und Eisfläche des Finsteraarhorngebietes mit circa 500 *qkm* an, was mit meinem Ergebnis so ziemlich übereinstimmt.

[4]) Ed. Richter, »Die Gletscher der Ostalpen«, S. 299 und 300.

Tabelle III. Die Gletscher de[…]

Name des Gletschers	Unteres Gletscherende m	Areal der Höhenstufen in Hectar m: 1050 bis 1200	1200 bis [illegible]	1350 bis 1500	1500 bis 1650	1650 bis 1800	1800 bis [illegible]	1950 bis 2100	2100 bis 2250	2250 bis 2400	24[…] bi[…] 25[…]
Gl. wstl. v. Kl. Doldenhorn .	2580	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Biberg-Gl. . . .	2400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1[…]
Doldenhorn-Gl.	2232	—	—	—	—	—	—	—	0.8	8 6	1[…]
Fründen-Gl. . .	2370	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5	1[…]
Öschinen-Gl.. .	2190	—	—	—	—	—	—	—	0.8	3.0	[illegible]
Blümlisalp-Gl. .	2183	—	—	—	—	—	—	—	4.6	35.9	4[…]
Schneefleck zw Dündenhorn u. Bundstock	2625	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck zw Bundstock u. Schwarzhorn	2610	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gamchi-Gl. . .	1952	—	—	—	—	—	—	31.0	74.6	71.3	3[…]
Schneefl. NW. Büttlassen .	[illegible]	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck E v. Sefinen-Furgge[1])	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gl. NE v. Gspaltenhorn, N v. Tschingelgrat	1605	—	—	—	1.3	7.9	6.1	2.8	9.9	8.6	
Lötschen-Gl.[1]) .	2250	—	—	—		—	—	—	—	13.2	
Gl. S v Kl. u. Gr. Doldenhorn. .	2250	—	—	—	—	—	—	—	—	2.5	
Kanderfirn (Alpetli-Gl.) .	1950	—	—	—	—	—	—	8.9	9.4	24.7	1[…]
Tschingel-Gl. .	1890	—	—	—	—	—	2.8	15.2	14.2	32.6	1[…]
Breithorn-Gl. .	2115	—	—	—	—	—	—	—	19 8	140.5	[illegible]
Schmadri-Gl. . .	2019	—	—	—	—	—	—	3 6	12.2	26 9	[illegible]
Breitlauenen-Gl.	1695	—	—	—	—	2.8	2.8	—	—	17.5	[illegible]
Silberlaui (Roththal)	1230	—	2 0	—	3.6	6.3	3 3	6.6	3.0	8.8	[illegible]
Gießen-Gl. . .	1110	1.8	8 8	3.5	3.0	0.3	—	3.0	18.1	13.1	
Kühlan.-Gl. . .	1650	—	—	—	—	7.8	11.8	6.8	0 8	1.8	
Guggi-Gl. . . .	2153	—	—	—	—	—	—	—	2.5	7.8	1[…]
Eiger-Gl. . . .	2100	—	—	—	—	—	—	—	7.6	23.7	[illegible]
Mittellegi und Höheneis . .	2070	—	—	—	—	—	—	1.8	6.8	6.6	
Schneeflecke W v Schilthorn	2280	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5	
Gl. SE v. Petersgrat (Thalgl.)	2534	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Jägi-Gl.	2214	—	—	—	—	—	—	—	4.3	31.8	[illegible]
Lang-Gl. . . .	[illegible]	—	—	—	—	—	—	18 3	35.1	57.5	[illegible]
Schneefleck N v. Hohgleifen. .	3000	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck am Kastlerjoch .	2700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck am Kastlerhorn .	2850	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Wiler-Gl. .	2700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gl. N v. Schwarzhorn	2565	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Nest-Gl.	2400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Birch-Gl. . . .	2497	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

[1]) Wurde nicht vollständig einbezogen

Finsteraarhorn-Gruppe.

Areal der Höhenstufen in Hectar *m*											Gesammt-areal des Gletschers in Hectar	Mittlere Höhe des Gletschers
2550 bis 2700	2700 bis 2850	2850 bis 3000	3000 bis 3150	3150 bis 3300	3300 bis 3450	3450 bis 3600	3600 bis 3750	3750 bis 3900	3900 bis 4050	4050 bis 4200		*m*
8.1	35.8	18.0	5.8	11.7	3.8	0 3	—	—	—	—	83.0	3010
33.2	23.3	5.1	—	—	—	—	—	—	—	—	72 0	2670
20.3	22.1	21.8	28.2	17.8	17.0	10.7	0.5	—	—	—	163.8	2940
34 0	25 4	18.3	18.3	6.9	4.1	—	—	-		—	118.8	2820
10 7	15.5	14.2	16·6	10.4	1 5	0 5		—		—	77.5	2880
61.1	74.8	89.0	89.0	87.5	53.8	37.0	8.4	—	—	—	588.2	2950
9.1	—	—	—	—	—	—	—		—	—	9.1	2650
4.1	1 3		—	—				—	—	—	5.4	2670
39 8	27.4	26.9	27.7	32.7	8.6	5.6	0.8	—	—	—	380.4	2570
7.6	2.0	—	15.5	0.5	—	—	—				26.4	2910
—	—	—	—	—	—	—		—	—	—	4.8	—
6.9	11.4	58.8	46.2	15.5	1.8	—	—	—	—	—	175.5	2780
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19.1	—
3.6	2.8	7.6	6.9	—	—	-	—	-	—	—	26.2	2790
315.2	341.6	393.4	259.5	98.3	5.6	2.0	—		—	—	1588.5	2820
174 5	212.9	68.2	45 7	35.3	7.4	1.9	—	—	—	—	745.3	2700
63.4	53.0	48.5	106.6	71.5	29.4	7.4	3.0	0 3	—	—	630.2	2750
26.4	24.1	23.1	15.2	19.8	15.0	17.0	12.2	0.9	—	—	229.5	2850
30.2	37.8	34.0	36.9	26.0	11.6	9.3	12.6	5.3	—	—	250.7	2920
59.2	133.5	78.8	61.7	82.2	22.7	28.2	45.3	48.1	14.9	4.0	581.7	3030
9.6	15 6	19.6	24.7	33.8	59 4	42.6	30.0	4.5	—	—	300.2	3030
6.3	9.1	10.1	7.8	30.5	18.6	5.5	—	—	—	—	116.9	2830
22 2	31.5	40.1	5.8	4.8	9 6	15.6	1.8	0 5	—		156.3	2880
35.6	22.7	17.1	31.2	38.6	48.2	53.8	27.0	13.6	1.8	—	353.5	3080
3.0	11.9	12.1	17.5	19.2	13.4	7.3	6.1	4.8	3.3	—	118 9	3060
5.1	9.2	9.2	27.8	11.2	—	—	—	—	—	—	66.1	2960
19.6	221.1	461.7	549.1	107.8	7.1	2.0	1.3	0.9	—	—	1370.5	2990
27.1	59.1	70.0	69.7	38 6	36.5	17.8	12.9	0 5	—	—	405.4	2930
109.4	128.6	148.1	221.4	189.2	89.9	59.6	32.8	10.3	—	—	1172.3	2970
—	—	—	4.1	3.6	—	-	—	—	—	—	7.7	3130
—	6.4	2.0	—	—	—	—	—	—		—	8.4	2810
—	—	4.8	4.8	4.6	—	—	—	-	—	—	14.2	3060
—	7.6	11.5	3.3	9.2	—	—	—		—	—	31.6	2960
17.8	12.5	7.6	15.3	—	—	—	—	—	—	—	53.2	2830
10.4	7.4	7.6	9.7	29.0	9.7	5.1	3.6	1.3	—	—	95.8	3050
12.7	14.0	8.4	7.6	11.7	6.1	1.3	0.3	—	—	—	64.4	2950

Name des Gletschers	Unterst. Gletscherende *m*	Areal der Höhenstufen in Hectar *m*									
		1050 bis 1200	1200 bis 1350	1350 bis 1500	1500 bis 1650	1650 bis 1800	1800 bis 1950	1950 bis 2100	2100 bis 2250	2250 bis 2400	24 b 25
Äußerer Standbach-Gl.	2400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Innerer Standbach-Gl.	2550	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Angstkum.-Gl.	2400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Lauibach-Gl.	2310	—	—	—	—	—	—	—	—	1.5	1
Schneefleck zw. Lauibach- u. Distel-Gl.	2760	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Distel-Gl.	2101	—	—	—	—	—	—	—	10.2	20.9	2
Beich-Gl.	2550	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gl. im Jjollithal	2250	—	—	—	—	—	—	—	—	33.0	2
Schneefleck S. v. Strahlhorn	2550	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Jjolli-Gl.	2640	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Bietsch-Gl.	2550	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneeflecke SE v. Bietschhorn	2850	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck E v. Thieregghorn	2460	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck W v. Thieregghorn	2700	—		—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck W v. Dubihorn	2490	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneeflecke S v. Kruligborn	2400	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2
Baltschieder-Gl.	2191	—	—	—	—	—	—	—	3.6	20.6	7
Innerer Baltschieder-Firn	2580		—		—	—	—	—	—	—	
Gredetsch-Gl.	2760	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gl. SE v. Unterbächenhorn	2880		—		—	—	—	—	—	—	
Schneefleck S v. Hohstock	3015	—	—	—	—		—	—	—	—	
O.-Aletsch-Gl.	1950	—	—	—	-	-		4.8	16.6	64 6	2
Triest-Gl.	2774			—		—		—	—	—	
Gr.-Aletsch-Gl.	1353	—	—	4.3	24.9	72.8	135.6	221.1	278.8	627.2	5
Gl. NE v Strahlhörnern	2820	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Fiescher-Gl.	1500	—			10.3	25 6	105 0	50.6	48.9	68.3	1
Schneefleck W v. Wasenhorn	2940	—	—	—	-	—		—	—	—	
Gl. S. v. Wasenhorn	2850		—		—		—		—	—	
Schneefleck E v. Setzenhorn	2880		—	—	-	—		—		—	
Schneefleck W v. Setzenhorn	2790	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hangender-Firn	2820			—	-	-	—		—	—	
Gl. S v. Vorder-Galmihorn	2700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Schneefleck N v. Ritzenhorn	2700	—	—	—		—		—	—	—	
Bächi-Gl.	2413	—	—	—		—	—		—	—	
Schneefleck am Kastlenhorn	2700	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

[1]) Über 4200 *m* 0.5 Hectar

2550 bis 2700	2700 bis 2850	2850 bis 3000	3000 bis 3150	3150 bis 3300	3300 bis 3450	3450 bis 3600	3600 bis 3750	3750 bis 3900	3900 bis 4050	4050 bis 4200	Gesammt-areal des Gletschers in Hectar	Mittlere Höhe des Gletschers m
Areal der Höhenstufen in Hectar m												
2 3	3 1	7.4	12.0	21 6	9.7	1.3				—	59 2	[illegible]
6 1	10 7	5.3	11 5	19.6	5 6		—				58 8	3020
4 1	6 9	10 2	3 1	7 6	2 5		-				37 7	2960
27 0	37.9	25 0	15 8	14.8	15 3	3.3	0 5				152 6	2900
	1.8	2.8	0 5		—						4.6	2890
27 2	23 7	15 0	5 3	2.3	2 5	8.8	8.8	0 3			137 2	2630
14 2	18.0	19 2	14.9	0.8	—			—			67 1	2860
37 0	7.8				–						96.3	2400
3 3	1.9	-									4 6	2650
2 0	16 0	35 6	55 2	35.9			—				144.7	3030
4 3	20 9	87 7	97.8	46.1	1 3	1.3	1.8	1 6	0.5		213.0	3060
		3.6	2.8	4 1	1.3					—	11 8	3110
4 6	3 6			-	–						9 7	2660
	5.3	1 8			–						7.1	2800
3 6	—									-	6.4	2550
26 5							—		-		50.8	2540
22 7	48.1	95.0	103.6	135.7	77 9	28 0	7.4	4 1	0 5		620 8	3030
21 9	59.1	76 6	81 5	33.1	12.7	2 8	—				287 7	2980
	1 8	12 5	43.2	62 5	29.7	6 4	0 5		–	–	156.6	3190
	—	9.8	83.1	42 2	11.6					—	146 7	3130
—	-	—	10 0	0 5		—	—	-	—		10.5	3090
301.7	563.8	438.7	382 9	385 5	225 1	154.8	129 0	14 1	4.5	3.0	2845 1	2830
	[illegible]	66.6	87.7	89 9	78.9	45.0	26.1	—	-		413 8	3210
773 8	950 3	1130 1	1236.8	1355 0	1345.5	1530.5	940.8	302 5	54.2	12.8	11509 6	3060
	0 3	15.4	40.3	29.7	—	—	-	—		—	85 7	3130
119 9	246.9	443.7	694.9	745.5	623 0	406.3	237.3	118.6	49 4	3.0[1]	4099.5	3130
		0.5	2 8	5 3	0 5			—			9.1	3170
		15 1	19.4	4 0				—	—		38.5	3030
—	.	6 3	1.5	—	—						7 8	2950
	0.5	3.5	—				—		—		4 0	2890
—	0.8	6.6	9 6	1 5	–	—			–	—	18.5	3020
—	[illegible]	40.8	47.4	16.9	1 5	1.0					146.2	2980
—	6.8	17 9	4 0	—	-	—		-			28.7	2910
11 8	25.8	29 5	42 6	31 8	10.8	1.0					156 8	3010
—	12.1	-	—	—	—	—			—		12.1	2750

Name des Gletschers	Unteres Gletscherende m	Areal der Höhenstufen in Hectar m 1050 bis 1200	1200 bis 1350	1350 bis 1500	1500 bis 1650	1650 bis 1800	1800 bis 1950	1950 bis 2100	2100 bis 2250	2250 bis 2400	24[illegible] b[illegible] 25[illegible]
Münster-Gl. . .	2275	—	—	—	—	—	—	—	—	1.8	
Schneefleck E v. Löffelhorn . .	2760	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Unter-Grindelwald-Gl. . . .	1080	4.8	10.6	20.2	28.6	144.5	90.1	52.9	49.1	98.2	22
Wechsel-Gl. . .	[illegible]	—	—	—	—	—	—	—	2.0	20.5	2
Ober-Grindelwald-Gl. . . .	1350	—	—	11.1	14.7	28.0	13.7	22.8	12.7	16.2	1
Krinne-Gl. . . .	2466	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hühnergutz-Gl.	1710	—	—	—	—	1.0	2.8	—	-	—	
Schwarzwald-F. u. Ü.-Schwarzwald-Gl. . . .	1650	—	—	—	—	18.7	4.6	18.0	20 0	0.3	
Rosenlaui-Gl. .	1710	—	—	—	-	4.3	22.1	27.2	28.6	22.8	2
Gl. E v. Dossenhorn	2490	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Renfen-Gl. . . .	1950	—	—	—	—	—	—	7.1	15.5	38.1	5
Hangend-Gl. . .	2520	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Gauli-Gl. . . .	1936	—	—	—	—	—	9.2	49.8	92.3	175.2	20
Steinlauenen Gl.	2370	—	—	—	—	—	—	—	—	0.5	
Schneeflecke W. v. Goleaghorn	2640	—	—	—	—	—	—	-	—	—	
Gl. N v. Hühnerthälihorn . .	2490	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Hinter Trift-Gl.	2786	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Vorder Trift-Gl.	2730	—	-	—	—	—	—	—	—	—	
Unteraar-Gl. . .	1879	—	—	—	—	—	16.4	101.1	191.1	378.5	49
Schneefleck SE v. Thierberg .	2850				—	—	—	—	—	—	
Oberaar-Gl. . .	2243		—		—	—		—	0.8	77.1	12
Gratfirn	2490	—	—	—	-	—	—	—	-	-	
Bächli-Gl. . .	2171	—	—	—	-	-	—	—	3.8	27.0	9
Gl. NE v. Brunberg	2370	—	—	-	-	—	-	—	—	0.8	2
Schneefleck N v. Aelpistock . .	2400	—	—	—	-	-	—	—	—	—	
Schneefleck zw. Diamantstock u. Aelpistock	2400	—	—	-	-	—	—	—	—	—	
Schneefleck N v. Diamantstock	2310		—	—	—	—	—	-	—	3.1	
Gruben-Gl. . . .	2160	—	—	-	-	—	—	—	1.8	6.1	9
Aerlen-Gl. . . .	2430	—	—	—	—	-	—	—	—	—	2
Wissbach-Gl. .	2180	—	—	—		-	—	—	6.1	16 5	2
Summe . . .	—	6.6	21 4	39.1	86.4	320.0	426.3	647 8	1001.4	2255.6	32[illegible]

[1]) Über 4200 *m* 0.5 Hectar.
[2]) Über 4200 *m* 1 0 Hectar.

Areal der Höhenstufen in Hectar m											Gesammt-areal des Gletschers in Hectar	Mittlere Höhe des Gletschers
2550 bis 2700	2700 bis 2850	2850 bis 3000	3000 bis 3150	3150 bis 3300	3300 bis 3450	3450 bis 3600	3600 bis 3750	3750 bis 3900	3900 bis 4050	4050 bis 4200		m
8.1	35.3	74.9	144.5	61.5	6.8	1.3	—	—	—	—	341 8	3020
—	4.0	13 4	1.0	—	—	—	—	—	—	—	18.4	2900
38 6	368 4	280 0	325 4	319 5	287.2	166.8	88.7	21.7	4.3	0.8	2947 1	2820
17 0	18.7	24 6	12 9	—	—	—	—	—	—	—	118.0	2670
34.9	160 0	222.0	198.2	149.8	112.6	28.9	15.7	—	—	—	1060.8	2810
14 7	42.3	3 5	—	—	—	—	—	—	—	—	66.8	2710
—	2.5	9 6	16.2	13.2	—	—	—	—	—	—	45.3	2960
1.3	38 7	74.2	32 4	38 7	25.3	35.7	7.8	—	—	—	315 7	2890
19.0	70 6	110 1	149.3	78.2	67.8	35.4	3.3	—	—	—	659 1	2910
16.5	12.7	7.6	—	—	—	—	—	—		—	40.9	2710
58 2	21 1	18.3	7.9	0.5	—		—	—	—	—	220 4	2540
25 2	45 0	24 7	6.9	—		—	—			—	102 3	2700
318.0	341.8	380 7	316 4	166.7	82.0	16.7	0.8	—	—	—	2146.3	2780
8.4	10 7	3.1	—	—	—	—	—	—		—	29.3	2670
1.3	10.7	15.8	2 3	—	—	—	—	—	—	—	30.1	2870
29.9	7 4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33.9	2640
—	4.8	41.7	37 4	2.0	—	—	—		—	—	85 9	2900
—	28.0	67.1	17.0	0 3	—	—		—	—	—	112.4	2920
622 6	346.2	606 0	515 1	275.9	207.6	96.5	38.9	29.8	6 3	2.5[1])	3930.6	2790
—	—	12.9	2.0	—	—	—	—	—	—	—	14.9	2940
144 2	[illegible]	134.6	144 5	92.8	20.4	1.0	—	—	—	—	827 9	2810
45 9	166.4	54 5	0.3	—	—	—	—	—	—	—	271.6	2750
74 3	106.6	45.0	7.1	—	—	—	—	—	—	—	361 2	2650
9 9	0.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36.7	2520
6.9	3.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19.6	2580
5 6	0.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12 8	2550
4 1	—	—	—	—			—	—	—		14 8	2470
101 5	62 8	25 7	—	—	—	—	—	—	—		289.7	2620
53 4	28 2	15.0		—	—		—	—	—	—	117 7	2670
24 9	5.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	78.2	2490
4585.6	5757 4	6562.3	6827.6	5238 9	3745.9	2897.2	1700.0	582 7	139.7	28.1[1])	46119.5	—

Unter den Gletschern sind 12 primäre oder Thalgletscher und zwar folgende: Der Tschingel-Gl., Lang-Gl., Baltschieder-Gl., Ober-Aletsch-Gl., Große Aletsch-Gl., Fiescher-Gl., Oberaar-Gl., Unteraar-Gl., Gauli-Gl., Rosenlaui-Gl., Ober- und Unter-Grindelwald-Gl. Unter diesen befindet sich der größte Gletscher der Alpen überhaupt, der Große Aletsch-Gl., dessen Areal 115 *km²* beträgt und der die Größe des Gorner-Gl. (69 *km²*) in den Walliser Alpen, des Mer de Glace (42 *km²*) in der Montblanc-Gruppe, des Fiescher-Gl. (41 *km²*) und Unteraar-Gl. (39 *km²*) in der Finsteraarhorngruppe weit übertrifft.

Im Jahre 1877 sind vom schweizerischen statistischen Bureau die Gletscherflächen nach den kartographischen Aufnahmen gemessen worden[1]. Da das Schweizerische Gletscherbuch noch nicht publiciert ist, so sind mir nicht mehr Angaben bekannt geworden, als in Heim's Gletscherkunde S. 46, 73 und 74 enthalten sind[2]). Die Übereinstimmung der Zahlen bei Heim mit meinen Messungsresultaten ist eine ziemlich befriedigende; nur beim Großen Aletsch-Gl., Ober- und Unter-Grindelwald-Gl., Gauli-Gl. und dem Tschingel-Gl. erheben sich größere Differenzen, welche wohl zumeist in einer verschiedenen Wahl der Abgrenzung der betreffenden Gletscher, vielleicht auch darin gelegen sind, dass bei meiner Ausmessung der Gletscher die Felsumrahmung und die im Gletscher aufragenden Felspartien nicht miteinbezogen wurden.

Das untere Ende liegt bei den Thalgletschern der Finsteraarhorn-Gruppe ziemlich tief, am tiefsten beim Unter-Grindelwald-Gl.; im Jahre 1818 reichte sein Ende bis 983 *m* herab, und im Jahre 1870 hatte er sich bis 1080 *m* Höhe zurückgezogen. Unter 1500 *m* liegt das untere Ende noch bei folgenden primären Gletschern: Großer Aletsch-Gl. (1353 *m*), Ober-Grindelwald-Gl. (1350 *m*) und Fiescher-Gl. (1500 *m*). Auch bei den anderen liegt es verhaltnismäßig tief, wie aus Tabelle III hervorgeht, welche auch die Höhe des unteren Endes bei allen Gletschern der Gruppe angibt. Sehr tief reichen auch einzelne regenerierte Gletscher oder »glaciers remaniés« herab. Hierher gehört der Unter-Schwarzwald-Gl., welchen der Schwarzwald-Firn nährt und der bis 1650 *m* herabgeht, auch das Wetterlauenen (Tiefster Punkt 1710 *m*) vom Hühnergutz-Gl., das Höheneis (Tiefster Punkt 2070 *m*) vom Mittellegi, das Bandlauinen (Tiefster Punkt 1650 *m*) vom Kühlauenen-Gl., die Eismassen im Trumletenthale (Tiefster Punkt 1110 *m*) vom Gießen-Gl. und die kleinen schneebedeckten Parcellen unterhalb des Silberlaui und Breitlauenen-Gl. verdanken ihre Existenz herabstürzenden Gletschertheilen und Lawinen.

Die Höhe der Schneegrenze in der Finsteraarhorn-Gruppe und in der Venter-Gruppe.

Im vorigen Capitel ist das Material für eine genaue Bestimmung der Schneegrenze in der Finsteraarhorn-Gruppe zusammengetragen. Es sind die Areale der einzelnen Höhenstufen von 150 zu 150 *m* mit-

[1]) A. Heim, Gletscherkunde, S. 76.

[2]) In diesem Werke sind nach Messungen, welche aus den Jahren 1870—1890 stammen, die Areale einer Anzahl von Gletschern der Finsteraarhorn-Gruppe mitgetheilt; wir führen dieselben zum Vergleiche mit unseren Messungsergebnissen an Großer Aletsch-Gl. (mein Resultat — 14 *km²*), Ober-Aletsch-Gl. (— 1.55 *km²*), Fiescher-Gl. (+ 0.85 *km²*), Oberaar-Gl. (+ 2.1 *km²*), Unteraar-Gl. (— 1.8 *km²*); Bächli-Gl. (— 1.4 *km²*), Gauli-Gl. (— 8 *km²*), Rosenlaui-Gl. (— 0.5 *km²*), Ober-Grindelwald-Gl. (— 3.9 *km²*), Unter-Grindelwald-Gl. (— 7 *km²*), Tschingel-Gl. (— 6 *km²*).

getheilt und damit der Grundstock zur Berechnung der mittleren Höhen der Gletscher gegeben. Diese mittleren Höhen wurden theils nach einer graphischen Methode, theils auf rechnerischem Wege ermittelt. Für die größeren Gletscher wurde die hypsographische Curve construiert[1]), welche das Aufsteigen des Landes vom tiefsten bis zum höchsten Punkt (in unserem Falle also vom unteren Gletscherende bis zum oberen Gletscheranfang) darstellt. Der Entwurf dieser Curve geschieht in der Weise, dass auf der Abscissenaxe jene Strecken aufgetragen werden, welche der Größe der einzelnen Isohypsenflächen des Gletschers entsprechen, und auf der Ordinatenaxe die verschiedenen Meereshöhen verzeichnet werden. »Das Areal dieser von der Abscisse, der höchsten Ordinate und der Curve umgrenzten Figur ist proportional dem Volumen des durch dieses Profil dargestellten Landes und kann mit Hilfe eines Polarplanimeters ausgemessen werden. Aus dem Areal ergibt sich die mittlere Höhe des gesammten Landes, indem man ersteres durch die Länge der Abscisse dividiert.«[2]) Die mittlere Höhe der kleineren Gletscher wurde nach folgender Formel berechnet:

$$\frac{g_1 + g_2}{2} h_1 + \frac{g_2 + g_3}{2} h_2 + \dots \frac{+ g_n}{3} h_n,$$

wo g_1 g_2 . . . . g_n die einzelnen Höhenschichten und h_1 h_2 . . . . die Meereshöhen bedeuten. Die einzelnen Schichten sind als Prismen mit trapezförmigem Querschnitt aufgefasst, die letzte als Kegel oder Pyramide.

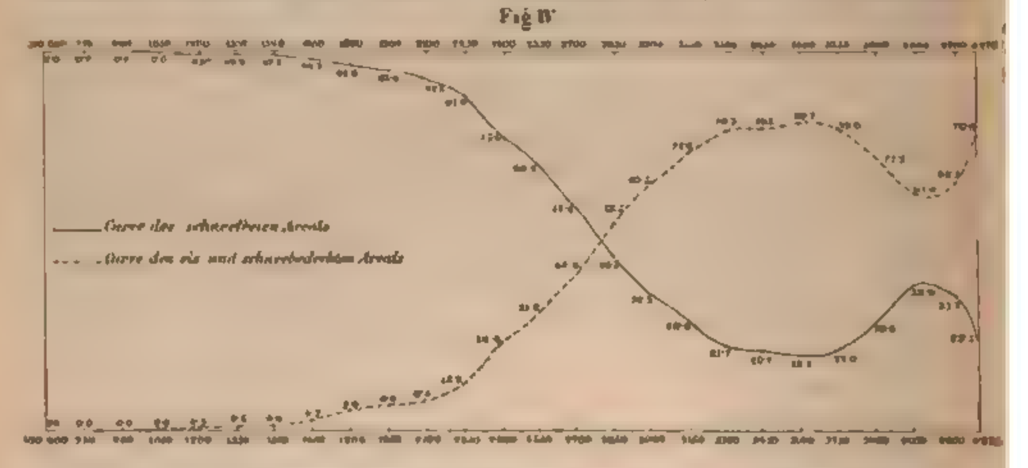
Im vorigen Capitel ist ferner der Antheil des schneefreien und schneebedeckten Gebietes der einzelnen Höhenstufen der ganzen Gebirgsgruppe angegeben, so dass sich nunmehr die Höhe der Schneegrenze nach den beiden vorgeschlagenen Methoden durchführen lässt. Folgende Tabelle gibt den Procentantheil des aperen und verfirnten, beziehungsweise vergletscherten Areals der einzelnen Höhenstufen an:

Höhenstufe *m*	Vergletschertes Areal	Aperes Areal
450— 600	0·0	100.0
600— 750	0.0	100.0
750— 900	0.0	100.0
900—1050	0.0	100.0
1050—1200	0.3	99.7
1200—1350	0.6	99.4
1350—1500	0.9	99.1
1500—1650	1.7	98.3
1650—1800	5.4	94.6
1800—1950	6.4	93.6
1950—2100	8.5	91.5
2100—2250	12.2	87.8
2250—2400	24.4	75.6
2400—2550	31.8	68.2
2550—2700	42.6	57.4
2700—2850	53.5	46.5
2850—3000	65.5	34.5
3000—3150	71.6	28.4
3150—3300	78.3	21.7
3300—3450	79.3	20.7
3450—3600	80.7	19.3
3600—3750	79.0	21.0
3750—3900	71.2	28.8
3900—4050	61.0	39.0
4050—4200	64.3	35.7
über 4200	76.9	23.1

[1]) S. Franz Heiderich, »Die mittlere Höhe Afrika's«. Peterm. Mitth. 1888, Heft VII. — [2]) Franz Heiderich, a. a. O.

Aus einer graphischen Verwerthung dieser Ziffern (s. Fig. IV) ist zu entnehmen, dass in 2800 *m* Höhe das vergletscherte Areal gegenüber dem aperen Terrain überwiegend zu werden beginnt; diese Ziffer stellt nach den Ausführungen auf S. 132 das Minimum der Höhe der Schneegrenze dar; andererseits weist die Schneebedeckung von der Höhenstufe 3150—3300 *m*, etwa von 3200 *m* Höhe an, bis zum höchsten Punkte Maximalwerthe auf, mit Ausschluss der Höhenstufen 3900—4200 *m*, in denen die steilen Felsflachen wieder mehr hervortreten. Das Mittel von 3000 *m* ergibt sonach die Höhe der Schneegrenze, ein Werth, der sich von den folgenden nicht sehr weit entfernt. Die mittlere Höhe des gesammten Gletscherareals für die ganze im Mittel 2425 *m* hohe Finsteraarhorn-Gruppe beträgt nämlich nach dem Entwurfe der hypsographischen Curve 2950 *m*. Diese Ziffer stellt die Höhe der idealen klimatischen Schneegrenze dieser Gebirgsgruppe dar. Dies ist ein Ergebnis, das etwas höher ist, als das Mittel der von Berghaus[1]) mitgetheilten Zahlen von 2870 *m*, das aber in Übereinstimmung mit den Resultaten

Fig. IV.



Richter's sich befindet, der für die Gebirgsgruppen der Centralzone der Ostalpen gleichfalls eine hohe Lage der Schneegrenze constatiert hat, so z. B. für die Oetzthaler Alpen als Mittelzahl 2950 *m*, für die Ortler Alpen: Nordseite nicht unter 2900 *m*, Südseite zwischen 3000—3100 *m* u. a. Wird in Berücksichtigung des Umstandes, dass die schneeigen Niederschläge und die Ablation nicht proportional der Höhe zunehmen, respective abnehmen (s. S. 130), deren Zu- und Abnahme proportional den Quadratwurzeln der Höhen gesetzt, so erhalten wir eine Schneegrenzenhöhe von 2925 *m*.

Bei Anwendung der Brückner'schen Methode der Schneegrenzenbestimmung ergibt sich die Höhe der Schneelinie mit circa 2900 *m*; ³/₄ des gesammten Gletscherareals der Finsteraarhorn-Gruppe (345.9 *km*²) entsprechen der Größe des über 2900 *m* Höhe gelegenen Landes. Somit liegen nicht ³/₄ der vergletscherten Fläche, sondern nur ungefähr ¹¹/₁₆ im Bereiche der von uns umgrenzten Schneeregion.

Zum Vergleiche führen wir einige ältere Angaben über Schneegrenzenhöhen in den Schweizer Alpen an. Bei de Saussure finden wir für die eigentlichen Westalpen in 45¹/₂° n. Br. folgende Zahlen für die Höhe der Schneegrenze: 7800 Par. Fuß = 2534 *m* für zusammenhän-

[1]) Geograph. Jahrbuch, I. Bd. 1866. S. 268—269.

gende höhere Gebirgmassen und 8400' = 2728 m für abgesonderte und nicht sehr über den ewigen Schnee erhabene Bergspitzen.[1]) Wahlenberg's Angabe von 8228' = 2673 m ist aus einer Beobachtung in den Engelberger Alpen entstanden, ist aber nicht für ein größeres Gebiet zu verwenden.[2]) L. v. Buch gibt für Savoyen und Wallis eine Höhe von 8520' = 2767 m an.[3]) Humboldt theilt in der »Höhentafel für die Grenze des ewigen Schnees auf beiden Hemisphären«[4]) die Höhe der Schneegrenze mit 2708 m für die Alpen 45¾—46° n. Br. mit und stützt sich dabei auf de Saussure, Wahlenberg, Schouw u. Hällström.[5]) Nach den vielen Beobachtungen, welche v. Welden in den verschiedenen Theilen der Alpen angestellt hat, liegt die Schneelinie am südlichen Monte Rosa 9500' = 3085 m hoch, senkt sich aber von demselben nach Savoyen zu auf 8800' = 2858 m, nach den tirolischen Alpen auf 8200' = 2663 m herab.[6]) Diese Angaben stimmen auch mit den Beobachtungen Schouws überein.[7]) Nach Hegetschweiler liegt die Schneegrenze im Canton Glarus eher unter als über 8000' = 2600 m.[8]) Hugi gibt für das Berner Oberland als Höhe der Firnlinie folgende Zahlen an:[9]) Ober-Grindelwald-Gl. 2474 m, Rosenlaui-Gl. 2477 m, Unteraar-Gl. 2494 m, Oberaar-Gl. 2501 m, Münster-Gl. 2495 m, Fiescher-Gl. 2498 m, Aletsch-Gl. 2500 m, Lötsch-Gl. 2501 m, Tschingel-Gl. 2500 m u. Gaster-Gl. 2488 m. Agassiz bestimmte die Schneegrenze auf dem Unteraar-Gl. mit 2665 m.[10]) Alle diese Zahlen ergeben für die Höhe der Schneegrenze niedrigere Werthe, als wir für unser Gebiet erhielten, ja selbst niedrigere, als der von uns ermittelte Minimalwerth von 2800 m. Die wenigen directen Beobachtungen wurden eben häufig zu sehr generalisiert, und andere, wie diejenigen von Hugis und Agassiz beziehen sich auf die Bestimmung der Firnlinie. Für Gebirgsgruppen aber, die sich in Bezug auf Gletscherentfaltung mit der Finsteraarhorn-Gruppe vergleichen lassen, wie die Monte Rosa-Gruppe und Montblanc-Kette wird der Ansatz der Schneegrenzenhöhe merklich höher.

Unser allgemeines Ergebnis der Schneegrenzenlage erfährt nun durch verschiedene locale Verhältnisse nicht unbeträchtliche Modificationen. Um zu untersuchen, wie sich das Gruppenmittel von 2950 m in den einzelnen Theilen unseres Gebietes verändert, habe ich auch für jene Kartenblätter, auf welchen eine Gletscherbedeckung verzeichnet ist, speciell die Höhe der Schneegrenze berechnet und folgende Resultate erhalten:

---

[1]) H. B. de Saussure, »Voyages dans les Alpes«, II. 377. Vgl. Ed. Richter »Gletscher der Ostalpen«, S. 32—33.

[2]) Wahlenberg, »De vegetatione et climate in Helvetia septentrionali tentamen«. Zürich 1813. S. 33. Vgl. Richter a. a. O. S. 34.

[3]) Gilbert, Annalen der Physik. 41. Bd., S. 48.

[4]) A. v. Humboldt, »Central-Asien« Deutsche Ausgabe von Mahlmann, II. Bd. zwischen S. 212 und 213.

[5]) A. v. Humboldt, a. a. O. S. 208.

[6]) L. v. Welden, »Der Monte Rosa«. Wien 1824. S. 61—62.

[7]) J. F. Schouw, »Bruchstücke einer vergleichenden phys. Geographie.« Ann. der Erd-, Völker- und Staatenkunde Herausg. v. Dr. Heinrich Berghaus II. Bd. Berlin 1830.

[8]) Joh. Hegetschweiler, »Reisen in den Gebirgsstock zwischen Glarus und Graubündten.« Zürich 1835. S. 101.

[9]) F. J. Hugi, Alpenreisen, 1830. S. 324.

[10]) L. Agassiz, »Über die genaue Bestimmung der Schneegrenze an einem gegebenen Punkt.« Poggend. Ann. 59. Bd. 1843.

Blatt	Vorherrschende Exposition	Höhe der Schneegrenze
Grindelwald	Nord	2850 *m*
Guttannen	Nordost	2670
Obergestelen	Ost	2790
Blümlisalp	Nord und Nordwest	2830
Jungfrau	Centrallage	3190
Aletschgletscher	Süd	2700
Kippel	Süd	2960

Auf den Kartenblättern mit vorherrschender Nord- und Ostexposition der Gletscher sehen wir einen tiefen Stand der Schneegrenze; das in der Mitte der Gruppe gelegene Blatt Jungfrau, dessen größten Theil das hochgelegene Firnfeld des Großen Aletsch-Gl. einnimmt, hat die größte Schneegrenzenhöhe; auf dem Blatte Kippel mit vorwiegender Südexposition der Gletscher verlauft die Schneegrenze auch hoch, während das gleichfalls nach Süd exponierte Blatt Aletschgletscher, welches zumeist tief gelegene Gletschertheile, nämlich die Zungen des Großen Aletsch-Gl., Ober-Aletsch-Gl. und Fiescher-G. und außerdem nicht einmal das ganze Firnfeld des Ober-Alletsch-Gl. enthält, eine Höhe der Schneegrenze von nur 2700 *m* aufweist.

Betrachten wir nun die Gletscher im einzelnen und versuchen wir mit Hilfe der gefundenen Resultate [1]) den Einfluss verschiedener Expositionsverhältnisse auf die Höhenlage der Schneegrenze nachzuweisen. Von den Gletschern mit Nordlage führen wir an:

	Höhe der Schneegrenze
Rosenlaui-Gl.	2910 *m*
Unter-Grindelwald-Gl.	2820
Breithorn-Gl.	2750
Doldenhorn-Gl.	2940
Schwarzwald-Firn und Gl.	2890

Die Gletscher mit Nordexposition zeigen eine niedere Schneegrenze; die Amplitude der Schneegrenzenhöhen ist nicht unbedeutend, ihre Größe wird aber erst verständlich, wenn man den verschiedenen Bau der Gletscher, die Größe und Vertheilung der jeweiligen Isohypsenflächenareale berücksichtigt, je nachdem nämlich dieselbe Höhenstufe bei dem einen Gletscher eine größere Fläche einnimmt, als bei einem anderen, weil dadurch die Ablationsverhältnisse verschiedene werden. Der Breithorn-Gl. hat eine tiefe Lage der Schneegrenze, weil er ein steiles, von Felspartien unterbrochenes und muldenartig eingesenktes Firnfeld besitzt, während die Zunge flach und breit gestaltet ist und sich nur gegen das unterste Ende zuspitzt. Desgleichen hat der Unter-Grindelwald-Gl., welcher sich von den sehr bedeutenden Höhen des Fieschergrates, den Grindelwald-Fiescher Hörnern und Schreckhörnern sehr tief nach Norden herabzieht und die steilen Firnmassen der obersten Partien in zwei größeren Mulden ansammelt, eine tiefe Schneegrenze. Dagegen zeigt der Wetterkessel des gleichfalls nach Nord exponierten Rosenlaui-Gl. maßigere Neigungsverhältnisse; das größte Isohypsenflächenareal liegt hier zwischen 3000—3150 *m*, während die größten Höhenstufen beim Unter-Grindelwald-Gl. sich zwischen 2550—2850 *m* befinden und nur infolge der großen Ausdehnung des Firnfeldes die Höhenstufen zwischen 3000—3450 *m* noch einmal an Größe gewinnen, obwohl das Gefälle dieser

[1]) S. Tab. III. Angabe der mittleren Höhe der Gletscher.

Flächen zumeist sehr bedeutend ist. Bei derartig gestalteten Gletschern liegt die Schneegrenze viel tiefer, als z. B. beim Rosenlaui-Gl., der eine gleichmäßige Zunahme der Höhenstufenareale bis zu der beiläufigen Höhe seiner Schneegrenze und von da ab wieder eine gleichmäßige Abnahme bis zum oberen Gletscherende zeigt; die Schneegrenze des Rosenlaui-Gl., eines ziemlich regelmäßig gebauten Gletschers ohne sonderliche Ausnahmserscheinung, nähert sich dem Gruppenmittel bis auf 40 *m*, so dass man das Minus von 40 *m* nur auf Rechnung der Nordexposition setzen kann. Der Doldenhorn-Gl. hat eine freie, von keiner hohen Felsumrahmung beschattete Lage, wie dies beim Breithorn und Untel-Grindelwald-Gl. der Fall ist, und darum liegt seine Schneegrenze auch hoch 2940 *m*.

Gletscher mit Nordwestexposition sind folgende:

	Höhe der Schneegrenze
Ober-Grindelwald Gl.	2810 *m*
Mittellegi	3060
Guggi-Gl.	2880
Gießen-Gl.	3030
Kühlauenen-Gl.	2830
Schmadri-Gl.	2850
Fründen-Gl.	2820
Oeschinen-Gl.	2880
Nest-Gl.	3050
Lauibach-Gl.	2900
Distel-Gl.	2630

Auch die nach Nordwest exponierten Gletscher zeigen zumeist einen tiefen Stand der Schneegrenze. Der Ober-Grindelwald-Gl. hat eine Schneegrenzenhöhe von 2810 *m*, was eine sehr geringe Differenz gegenüber dem benachbarten Unter-Grindelwald-Gl. (2820 *m*) bedeutet. Eine höhere Lage der Schneegrenze weisen jene kleineren Gletscher auf, welche sich nordwestlich vom Aletschhornkamm zwischen Hohgleifen und Breithorn herabsenken, so der Lauibach-Gl. (2900 *m*), Innere Standbach-Gl. (3020 *m*) und Nest-Gl. (3050 *m*); nur der Distel-Gl. und Beich-Gl. haben wegen beträchtlicher Höhe ihrer Hintergehänge einen tieferen Stand per Schneegrenze (2630 und 2860 *m*). Eine hohe Schneelinie weisen das Mittellegi und der Gießen-Gl. auf, während der Kühlauenen-Gl. und Guggi-Gl. eine um 200 *m* tiefere Schneegrenze besitzen, was wieder die Steilheit der Seiten- und Hintergehänge erzeugt; dieselben Verhältnisse zeigen sich auch beim Fründen-Gl. und Oeschinen-Gl.

Ferner sind Gletscher mit Nordostexposition zu erwähnen:

	Höhe der Schneegrenze
Tschingel-Gl.	2700 *m*
Gauli-Gl.	2780
Gletscher östl. v. Dossenhorn	2710
Wechsel-Gl.	2670

Bei diesen Gletschern treffen wir die Schneegrenze in großer Tiefe an. Der Tschingel-Gl. hat ein breites, stark muldenartig vertieftes Firnfeld, das am Tschingeltritt nur eine schmale Öffnung besitzt, aus der die kurze Zunge heraustritt. Die sehr steilen Südostwände des Gspaltenhorns und die vom Mutthorn, Tschingelhorn und Ltbr Wetterhorn gegen das flache Mittelstück des Gletschers herabfließenden Firnmassen, die kleine, durch die orographische Einschnürung deutlich absetzende Zunge.

deren Ende circa 1890 *m* hoch gelegen ist, ferner der Umstand, dass die größten Isohypsenflachenareale sich zwischen 2550—2850 befinden, alle diese Verhältnisse wirken zusammen, um eine so tiefe Lage der Schneegrenze zu bestimmen. Auch beim Gauli-Gl., dessen Firnfelder in ihren obersten Partien steilere Neigungen aufweisen, als von der Höhe ab, wo sie die stattliche, ziemlich flache Zunge zusammensetzen, liegen die größten Höhenstufen in Anbetracht der Höhe, bis zu welcher der obere Gletscheranfang hinanreicht, (Ankenbälli 3605 *m*) tief, nämlich zwischen 2550—3150 *m*; die unter 2550 *m* gelegenen Höhenstufen, welche ohne Zweifel bereits dem Abschmelzungsgebiet angehören, sind unverhältnismässig größer, als diejenigen über 3150 *m*. Daraus lässt sich die auch sonst zumeist bestätigte Thatsache entnehmen, dass die größten Höhenstufen sich nahe oberhalb und unterhalb der Schneegrenze befinden.

Dass der sehr beschattete Gletscher östlich vom Dossenhorn und der steil geneigte, von einem Felsrücken in zwei Theile getheilte Wechsel-Gl. bei Nordostexposition einen tiefen Stand der Schneelinie zeigen, ist ohne weiteres einleuchtend.

Aus allen den angeführten Beispielen ersehen wir, dass die Schneegrenze eine deutliche Abhängigkeit von dem einen, ihre Höhenlage beeinflussenden Factor, nämlich der Wärmequantität, welche an einem bestimmten Orte für die Ablation eines Gletschers vorhanden ist, zeigt, so dass mit Verminderung der Ablation, wie dies bei Nordlage eintritt, auch eine Depression der Schneegrenze erfolgt. Im einzelnen wird der Stand der Schneelinie durch verschiedene orographische Verhältnisse stark variiert.

Umgekehrt haben Gletscher mit Süd exposition vorwiegend eine hohe Lage der Schneegrenze:

	Höhe der Schneegrenze
Großer Aletsch-Gl.	3060 *m*
Fiescher-Gl.	3130
Gl. südöstlich vom Unterbächenhorn .	3130
Gredetsch-Gl.	3190
Bietsch-Gl.	3060
Ijolli-Gl.	3030
Innerer Baltschieder-Firn	2980
Jägi-Gl.	2930

Die freie, offene Südlage des Gredetsch-Gl. mit einem hohen unteren Gletscherende (2760 *m*) bedingt die sehr bedeutende Höhe der Schneegrenze an diesem Gletscher; in gleicher Situation befindet sich der Gletscher südöstlich vom Unterbachenhorn. Die ausgesprochene Südlage des Großen Aletsch-Gl. und Fiescher-Gl. hat gleichfalls eine hohe Schneegrenze zur Folge. Die Schneelinie des Inneren Baltschieder-Firn nähert sich dem Gruppenmittel von 2950 *m*. Beim Jägi-Gl. liegt die Schneegrenze noch tiefer; da bewirken der vom Bietschhorn nach Süd streichende Kamm, ferner die Burstspitzen und der Jägiknubel eine theilweise Beschattung des Firnfeldes. Auch der Baltschieder-Firn wird ausreichend durch das Jägihorn beschattet; sonst könnte bei zwei benachbarten Gletschern, wie dem zwischen eine hohe Felsumrahmung eingesenkten Baltschieder-Firn und dem Gredetsch-Gl. nicht ein Unterschied der Schneegrenzenhöhe von 210 *m* bestehen.

Nach Südwest sind folgende Gletscher exponiert:

	Höhe der Schneegrenze
Lang-Gl.	2970 *m*
Kanderfirn (Alpetli-Gl.)	2820
Krinne-Gl.	2710

Von den Gletschern mit Südwestexposition zeigt der Lang-Gl. eine hohe Schneegrenze, während der Kanderfirn mit seiner sehr steilen Umrahmung, namentlich durch die gegen 1000 *m* hohe Felswand im Nordwesten, auf welcher sich nur auf einem Stufenabsatze ein Schneestreifen erhält, eine bedeutend tiefere Lage der Schneegrenze aufweist. Noch tiefer ist der Stand der Schneelinie bei dem Krinne-Gl., welcher sich in einer tief eingesenkten Nische befindet, orographisch begünstigt durch die Gehänge des Wetterhorns und der Hasle Jungfrau.

Gletscher mit Südostexposition sind:

	Höhe der Schneegrenze
Gletscher südöstlich v. Petersgrat	2990 *m*
Baltschieder-Gl.	3030
Ober Aletsch-Gl.	2980
Triest-Gl.	3210
Bächi-Gl.	3010

Die Gletscher mit Südostexposition sind durchwegs durch eine hohe Schneegrenze ausgezeichnet; der Triest-Gl. besitzt sogar unter allen Gletschern der Finsteraarhorn-Gruppe die größte Schneegrenzenhöhe, was in seiner gegen Süd ganz offenen Lage begründet ist. Dagegen hat der benachbarte Ober-Aletsch-Gl. wegen ausgiebiger Beschattung der Zunge und des Firnfeldes durch einige Kämme und Grate eine verhältnismäßig niedrige Schneegrenze von 2980 *m*.

Bei Westexposition der Gletscher liegt die Schneegrenze hoch:

	Höhe der Schneegrenze
Hühnergutz-Gl.	2960 *m*
Eiger-Gl.	3080
Silberlaui	3030
Blümlisalp-Gl.	2950

Die von der Ebnefluh und dem Gletscherhorn steil in das Roththal herabfließenden Firnmengen breiten sich daselbst auf flacherem Boden aus, und das Silberlaui reicht sehr tief herab (bis beinahe 1500 *m*); die Zunge ist bei diesem Gletscher ganz besonders groß, was eine hohe Lage der Schneegrenze bedingt. Dasselbe ist beim Eiger-Gl. der Fall. Der durch die Gehänge des Wetterhorns orographisch begünstigte Hühnergutz-Gl. zeigt dagegen nur eine Schneegrenzenhöhe von 2960 *m*.

Die nach Ost exponierten Gletscher haben einen tiefen Stand der Schneegrenze:

	Höhe der Schneegrenze
Bächli-Gl.	2650 *m*
Unteraar-Gl.	2790
Oberaar-Gl.	2810

Die beiden benachbarten Gletscher, der Unteraar-Gl. und der Oberaar-Gl., weisen eine geringe Differenz ihrer Schneegrenzenhöhen auf; beide Gletscher besitzen flach liegende Eiszungen, zwischen einer hohen Felsumgebung eingesenkt, und sind durch west-östlich streichende, an

ihrem Südrand gelegene Kämme beschattet. Dieselben Verhältnisse in noch verstarktem Maße zeigt der Bachli-Gl., so dass die Schneegrenze hier bis auf 2650 *m* herabgeht. Wie sehr eine hohe Felsumrahmung die Schneegrenze herabdrückt, ersieht man an einem Gletscher, der diesen orographischen Schutz nicht besitzt, an dem ebenfalls nach Ost exponierten Münster-Gl., dessen Schneelinie auffallend hoch, in 3020 *m* Höhe, verläuft.

Der Unterschied in der Höhenlage der Schneegrenze bei den so ziemlich gleich situierten Unteraar- und Oberaar-Gl., von denen der erstere bis über 4200 *m* hinaufreicht und der letztere nur über 3450 *m* aufsteigt, ist, wie oben mitgetheilt wurde, gering, was nicht der Fall sein könnte, wenn in den höchsten Regionen die Menge des festen Niederschlages rapid abnähme, und die in Betracht kommenden Areale bedeutende wären. Dasselbe gilt für den bis über 4050 *m* hinaufreichenden Unter-Grindelwald-Gl. mit 2820 *m* Schneegrenzenhöhe und den nicht einmal 3750 *m* Höhe erlangenden Ober-Grindelwald-Gl. mit einer 2810 *m* hohen Schneegrenze. Beim Unteraar-Gl. liegt über 3450 *m* Höhe eine Fläche von 1·745 km^2 (1·4 Procent des Gesammtareals) und beim Unter-Grindelwald-Gl. beträgt das über 3600 *m* gelegene Areal 1·154 km^2 (3·9 Procent der gesammten Gletscherfläche).

Infolge der Abnahme der festen Niederschlagsmenge in größeren Höhen sollte bei Gletschern, welche einen höheren oberen Beginn haben, die Schneegrenze auch höher liegen. Beim Unter-Grindelwald-Gl. trifft das zu, beim Unteraar-Gl. ist aber das umgekehrte der Fall. Es handelt sich aber bei der Kleinheit der obersten Höhenstufen der Gletscher, wie dies die beiden angeführten Beispiele klar beweisen, um so geringe Werthe, dass man wohl den Umstand der Abnahme der festen Niederschlagssumme von einer gewissen Höhe an bei unseren Untersuchungen vernachlässigen kann.

Überblicken wir noch einmal alle die mitgetheilten Zahlen über die Höhe der Schneegrenze, so bemerken wir neben dem deutlichen Einflusse der verschiedenen Expositionsverhältnisse, wie auch der Bau und die ganze Situation der einzelnen Gletscher Schwankungen in der Höhenlage der Schneelinie hervorrufen. »Gletscher, welche hoch und frei liegende Firnfelder besitzen mit geringer Felsumrahmung, haben eine höhere Lage der Schneegrenze; diejenigen hingegen, welche mehr muldenartig eingesenkte, stark beschattete Firnfelder haben, besonders bei Nordlage, weisen einen tiefen Stand der Schneegrenze auf.«[1]) Das erstere ist z. B. beim Rosenlaui-Gl der Fall, das letztere beim Tschingel-Gl., Breithorn-Gl., Gauli-Gl., den beiden Grindelwald-Gl. u. a. Bei Südexposition verläuft die Schneegrenze viel höher, als das Gruppenmittel beim Fiescher-Gl., Großen Aletsch-Gl. und Baltschieder-Gl., weil sie den Wirkungen der Sonnenstrahlen sehr ausgesetzt sind; dagegen macht sich Beschattung durch Felsumrahmung, z. B. beim Ober-Aletsch-Gl. geltend.

Die Schneegrenze des Gletschers südöstlich vom Petersgrat, welcher ganz verfirnt ist, beträgt 2990 *m*, während der nicht weit entfernte Jagi-Gl. mit den ihn umgebenden Felshängen eine Höhe der Schneegrenze von nur 2930 *m* besitzt. Berücksichtigt man bei dem letzteren das Areal der Felsumrahmung, welche in dem Einzugsgebiete des Gletschers gelegen, durch herabstürzenden oder herabgewehten Schnee auch zu seiner Nährung beiträgt, so erhält man eine mittlere Höhe von 2910 *m*.

[1]) Ed. Richter, »Die Gletscher der Ostalpen«, S. 52

Dieses Ergebnis (ein Minus von 80 *m* gegenüber dem anderen Gletscher) zeigt deutlich den Einfluss des Baues des Firnfeldes auf die Höhe der Schneegrenze. Das flache Firnfeld des Gletschers südöstlich vom Petersgrat bewirkt eine höhere Lage der Schneegrenze, während das tief eingesenkte Firnfeld des Jagi-Gl. die Schneelinie tiefer herabrücken lässt. Eine besonders tiefe Lage der Schneegrenze hat der Gamchi-Gl. 2570 *m*) mit einer hohen Felsumgebung und vielen aus der Schneedecke aufragenden Felspartien. Dieser Gletscher besitzt eine flache Zunge und ein ungleich stärker geneigtes Firnfeld, was oben in den zahlreichen schneefreien Partien des Nahrgebietes zum Ausdrucke kommt. Mit Einrechnung dieser aperen Theile erhält man eine mittlere Höhe von 2610 *m* für den Gamchi-Gl. Nordexposition, Beschattung des Firnfeldes und dessen größere Neigung wirken zusammen, um die ungewöhnlich tiefe Lage der Schneegrenze an diesem Gletscher hervorzurufen. In den Ötzthaler Alpen hat der Gaisberg-Ferner eine ganz ähnliche Situation und auch da finden wir die Schneegrenze besonders tief (s. S. 158).

Namentlich repräsentieren aber Kargletscher mit einem hohen, steilen Hintergehänge Firnmassen in sehr tiefer Lage, und zwar um so tiefer, je tiefer die Mulde oder Nische, welche die Firnmenge trägt, eingesenkt ist. Tritt noch Beschattung bei Nordexposition hinzu, dann rückt die Schneegrenze besonders tief herab. Solche typische Kargletscher befinden sich in der Finsteraarhorn-Gruppe in den Nischen zwischen den östlichen Seitenkämmen des Grubengrates, wo der Gruben-Gl., Aerlen-Gl. und Wissbach-Gl. liegen. Diese Gletscher erscheinen orographisch sehr begünstigt, da die relative Höhe der Karumrahmung eine beträchtliche ist. Erreichen die in weiteren und weniger geneigten Karen gelegenen Gruben-Gl. und Aerlen-Gl Schneegrenzenhöhen von 2620 *m* und 2670 *m*, welche derjenigen des Bächli-Gl. entsprechen, so zeigt der Wissbach-Gl. eine ganz besonders tiefe Schneegrenze, nur 2490 *m*, weil das Hintergehänge dieses Gletschers eine sehr hohe und steile Wand darstellt. Rechnet man das Areal derselben und der beiden Seitengehänge, welche, wenn auch nicht schneebedeckt, doch ganz gewiss durch Lawinengänge zur Vermehrung der Firnmassen in der Tiefe beitragen, so erhält man eine Schneegrenzenhöhe von 2600 *m*, aber noch immer ergibt sich hier eine locale Depression der Schneegrenze gegenüber anderen weniger tief eingesenkten Gletschern mit offener Lage, welche einen Höhenstand der Schneelinie aufweisen, der demjenigen der benachbarten Thalgletscher ziemlich nahe kommt und auch dem für das betreffende Blatt berechneten entspricht. Am Hangend-Gl. mit ganz freier Position liegt die Schneegrenze in 2790 *m* Höhe, während wieder der Renfen-Gl. durch die hohen Nordgehänge des Renfenhorns und Hangendgletscherhorns orographisch sehr begünstigt erscheint, weshalb seine Schneegrenze auch nur in 2540 *m* Höhe verläuft. Auch bei den nördlich vom Diamantstock und Aelplistock gelegenen Firnflecken treffen wir die Schneegrenze in tiefer Lage an (2470 *m*, 2550 *m* und 2580 *m*). Wenn die gleiche Situation bei Südlage vorhanden ist, dann liegt die Schneegrenze hoch, wie z. B. beim Hinteren Trift-Gl. 2990 *m* und beim Vorderen Trift-Gl. 2920 *m*.

Wir ersehen aus den angeführten Resultaten, dass die für die einzelnen Gletscher sich ergebenden Werthe der Schneegrenze zwar nennenswerthe Abweichungen von dem der klimatischen Schneegrenze sehr nahe kommenden Werthe von 2950 *m* zeigen, dass aber diese Abweichungen in jedem einzelnen Falle vollkommen erklärbar sind, was wohl auch als ein Beweis für die Richtigkeit des angewandten Ver-

fahrens angesehen werden kann. Deutlich lässt dasselbe die ungemein große Veränderlichkeit in der Höhenlage der Schneegrenze infolge der verschiedensten orographischen Verhältnisse erkennen. Es sinkt die beobachtbare Schneegrenze im Schatten des Gebirges 460 *m* unter den Normalwerth und erhebt sich auf der Sonnenseite 260 *m* über denselben — so sehr schwankt die »klimatische« Schneegrenze Ratzels.

Die Ergebnisse für die Finsteraarhorn-Gruppe werden noch weiterhin durch ganz ähnliche Werthe gestützt, welche ich für die Gletscher der Oetzthaler Alpen (Venter Gruppe) ermittelt habe.[1] Ich habe hier wieder die mittlere Höhe der Gletscher, welche mit der Schneegrenze zusammenfallt, auf graphischem Wege bestimmt, und hier hat es sich zuerst gezeigt, dass der Einfluß der Lage und des Baues der Gletscher in den einzelnen Resultaten zum Ausdruck kommt. Richter hat in seinem Buche »Die Gletscher der Ostalpen« die »klimatische« Schneegrenze Ratzels mit Hilfe der Theilungslinie zwischen Abschmelzungs- und Nährgebiet nach dem Verhältnis 1 : 3 unter Berücksichtigung der verschiedenen orographischen Begünstigung zu bestimmen gesucht. Ich stelle zum Vergleiche Richter's Resultate neben die meinen:

Name des Gletschers	A Höhe der Theilungslinie nach dem Verhältnis 1 : 3	B Mittlere Höhe des Gletschers	Differenz B—A
	m	m	m
Gaisberg-Ferner . . .	2573	2835	262
Rothmoos-F.	2725	2950	225
Langthaler-F.	2744	2869	125
Gurgler-F..	2878	2978	100
Schalf-F.	2934	3054	120
Marzell-F.	2905	3009	104
Niederjoch-F.	2921	3023	102
Hochjoch-F.	—	2983	—
Hintereis-F	2792	2985	193
Kesselwand-F.	—	3091	-
Vernagt-Guslar-F.	3084	3084	—
Mittelberg-F.	2911	2937	26
Taschach-F.	2710	2989	279
Sechsegerten-F.	—	2905	—
Gepatsch-F.	2872	3010	138
Langtauferer-F.	2745	2975	230
Steinschlag-F.	—	2963	—

Richter zieht aus 12 Gletschern mit Ausschluss des Vernagt-F., bei dem obige Theilungslinie sehr hoch verläuft, das Mittel und findet dasselbe zu 2808 *m*[2]). Bilde ich aus denselben 12 Gletschern, deren mittlere Höhe bestimmt wurde, das Mittel, so ergibt sich 2968 *m*, das ist eine Differenz von 160 *m*. Um 160 *m* liegt also im Durchschnitt die mittlere Höhe, d. h. die Schneegrenze in der Venter-Gruppe höher, als

[1]) Das Zahlenmaterial für die Schneegrenzenbestimmung in dieser Gebirgsgruppe wurde schon in der Arbeit »Das reducierte und wahre Areal der Oetzthaler Gletscher«, XIV. Jahresbericht des Vereines der Geographen an der Universität Wien, 1888 publiciert. Ich habe daselbst die Differenz zwischen dem wirklich in der Natur vorhandenen und dem auf unseren Karten in horizontaler Projection dargestellten Areal für die Oetzthaler Gletscher zu bestimmen gesucht; da nun das wahre Areal immer größer ist, als das reducierte, so tritt durchwegs örtlich eine Überhöhung der Gletscher ein. Daraus resultiert natürlich eine andere mittlere Höhe. Die Abweichung dieser unter Berücksichtigung des wahren Areals gefundenen mittleren Höhe von derjenigen des reducierten Areals ist aber sehr gering; die mittlere Überhöhung für 17 von mir untersuchte Gletscher beträgt nur 11 *m*, ein Werth, den man wohl vernachlässigen kann.

[2]) Ed. Richter »Die Gletscher der Ostalpen«, 4 S. 174.

jene Theilungslinie nach dem Verhältnis 1 : 3. Bei dem einzigen größeren, nach Süd exponierten Gletscher, dem Vernagt-F., stimmt zufällig die Richter'sche Zahl 3084 *m* mit der meinigen vollständig überein; gehen wir aber die einzelnen Gletscher durch, so finden sich Abweichungen von verschiedener Größe. Beim Mittelberg-F. beträgt mein Plus nur 26 *m*, erreicht aber bei einigen Gletschern 100 *m* und darüber, selbst 200 *m*, und die größten Abweichungen sind bei dem kleinen Gaisberg-F. (262 *m*) und beim Taschach-F. (279 *m*). Aus diesen Resultaten ersieht man deutlich, dass die Annahme eines constanten Verhältnisses zwischen Ablations- und Sammelgebiet nicht richtig ist, wie das auch Richter an vielen Stellen seines Werkes hervorhebt; das Verhältnis dieser beiden Theile, aus denen jeder Gletscher besteht, ist vielmehr sehr schwankend. Bei Aufsuchung der Theilungslinie nach dem Verhältnis 1 : 3 ergeben sich darum bei den von Richter diesbezüglich untersuchten Gletschern bedeutende Höhenschwankungen dieser Linie. Zwischen dem Gaisberg-F. (2573 *m*) und dem Vernagt-F. (3084 *m*) besteht in dieser Hinsicht eine Differenz von 511 *m*. Eine Schwankung der Höhe der Schneegrenze um einen solchen Betrag in einer Gebirgsgruppe, deren eigenthümliche Kammgliederung die Bildung der meisten Gletscher überhaupt und aller Thalgletscher auf der Nordseite des steil südwärts zum Vintschgau abstürzenden Kammes veranlasst, sodass diese wenigstens unter gleichmäßigeren Expositionsverhältnissen existieren, ist ziemlich unwahrscheinlich. Die von mir gefundenen mittleren Höhen bewegen sich in viel engeren Grenzen; die beiden Extreme Gaisberg-F. (2835 *m*) und Vernagt-F. (3084 *m*) ergeben bloß eine Differenz von 249 *m*. Im allgemeinen liegt die Schneegrenze in der Venter-Gruppe nach meinen Resultaten nahe an 3000 *m*; Richter gibt als allgemeines Ergebnis für die Schneegrenzenhöhe in dieser Gebirgsgruppe folgende Werthe an: Nördliche Verzweigungen 2800 *m*; im inneren Theile auf der Nordseite 2900 *m*, auf der Südseite 3100 *m* und darüber[1]), also ähnlich hohe Zahlen, wie die meine. Die Gebrüder Schlagintweit gaben die Schneelinie für das innere Ötzthal sehr niedrig, mit 2706 *m*, an, weil sie dieselbe an der unteren Grenze der Firnfleckenregion ansetzten[2]). Nach v. Sonklar liegt die Firnlinie in den Ötzthaler Alpen 8350' = 2640 *m* hoch[3]); durch Addition von 200 *m* erhält er die Höhe der Schneegrenze, welche er für diese Gebirgsgruppe mit 2845 *m* angibt[4]).

Ein Vergleich unserer Ergebnisse für die Finsteraarhorn-Gruppe und die Venter-Gruppe lehrt, dass in beiden die Schneegrenze hoch verläuft; die Schwankungen in der Höhenlage der Schneelinie sind aber in der Finsteraarhorn-Gruppe viel bedeutender, als in den Ötzthaler Alpen, weil in jenem Gebirgstheile die Gletscher sich nach den verschiedensten Richtungen erstrecken; die Gletscher der Finsteraarhorn-Gruppe existieren unter viel ungleichmäßigeren Bedingungen, als in der Venter-Gruppe, und darum erreicht auch die Amplitude der Höhenschwankungen der Schneegrenze zwischen den beiden Extremen Wissbach-Gl. 2490 *m* und Triest-Gl. 3210 *m* den hohen Werth von 720 *m*, und selbst bei den Thalgletschern ergibt sich als maximale Differenz zwischen dem Tschingel-Gl. (2700 *m*) und Fiescher-Gl. (3130 *m*) 430 *m*.

---

[1]) Ed. Richter, S. 178 und 280.
[2]) Vgl. Ed. Richter, a. a. O., S. 85.
[3]) K. v. Sonklar, »Die Ötzthaler Gebirgsgruppe«, Gotha 1860, S. 286.
[4]) K. v. Sonklar, a. a. O., S. 288.

Schluss.

Die Anwendung der im zweiten Abschnitt vorgeschlagenen Methoden zur Bestimmung der Schneegrenze hat im Bereiche des Finsteraarhornmassivs und der Venter-Gruppe befriedigende Resultate ergeben. Blicken wir zum Schlusse nochmals auf den Gang der Untersuchung zurück, den wir einschlugen, um zu den im letzten Abschnitte mitgetheilten Ergebnissen zu gelangen, so war er, in Kürze wiederholt, folgender: Wir giengen von der Thatsache aus, dass auf der gesammten Oberfläche eines Gletschers dieselben Verhältnisse herrschen, wie längs der Schneegrenze, und schlossen daraus, dass eine ganz bestimmte Beziehung zwischen der Gletscheroberfläche und der Höhe der Schneegrenze vorhanden sein müsse. Diese Beziehung wird durch den Umstand vermittelt, dass schneeiger Niederschlag und Ablation Functionen der Höhe sind. Um nun zu numerischen Werthen zu gelangen, muss bekannt sein, in welcher Art schneeiger Niederschlag und Ablation als Functionen der Höhe erscheinen; leider lässt sich das bislang nur angenähert angeben. Nehmen wir an, dass sowohl die Ablation, als auch der feste Niederschlag der Höhenabnahme oder Höhenzunahme direct proportional sind, so ist die mittlere Höhe des Gletschers der Höhe der Schneegrenze gleich. Wenn aber die Niederschläge langsamer als die Höhen zunehmen, und die Ablation rascher wächst, als die Höhen abnehmen, ist die mittlere Höhe des Gletschers immer größer, als die Höhe der Schneegrenze; die sich ergebende Differenz ist aber sehr gering. Es liefert also die mittlere Höhe der Gletscher unter allen Umständen recht brauchbare, nur sehr wenig zu hohe Werthe für die Schneegrenze. Bei den einzelnen Gletschern erhalten wir nach dieser Methode die Höhe der realen Schneegrenze, während die mittlere Höhe der Schneeregion eines zusammenhängend nach allen Richtungen vergletscherten Gebirges der idealen klimatischen Schneegrenze recht nahe kommt. Ein weiteres Verfahren, um die Lage der Schneegrenze zu ermitteln, ergab sich, indem wir das Mittel zogen aus der Höhenstufe, in welcher die schneefreie Fläche zurückzutreten beginnt, und derjenigen, welche sich dem Maximum der Schneebedeckung nähert. Auf Grundlage dieser Methoden erhielten wir für die Finsteraarhorn-Gruppe und die Venter-Gruppe Werthe für die Höhe der Schneegrenze, die auf die Richtigkeit der angewandten Methoden weisen dürften. Die Höhe der Schneegrenze fällt höher aus, als nach früheren Angaben, ergibt aber in einzelnen Amplituden, welche älteren Werthen entsprechen, und welche in jedem einzelnen Falle sich durch die orographischen Verhältnisse vollkommen erklären.

PHILIPP CLÜVER

DER

BEGRÜNDER DER HISTORISCHEN LÄNDERKUNDE.

EIN BEITRAG

ZUR

GESCHICHTE DER GEOGRAPHISCHEN WISSENSCHAFT

VON

DR. J. PARTSCH

PROFESSOR DER ERDKUNDE AN DER UNIVERSITÄT BRESLAU

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. ALBRECHT PENCK IN WIEN.

BAND V · HEFT 2.

WIEN UND OLMÜTZ

ED. HÖLZEL.

1891.

RICHARD RÖPELL

ORDENTLICHEM PROFESSOR DER GESCHICHTE AN DER UNIVERSITÄT BRESLAU

ZUR FEIER

SEINER

FÜNFZIGJÄHRIGEN AMTSFÜHRUNG

IN

DANKBARER VEREHRUNG

GEWIDMET.

EINLEITUNG.

Rückblicke auf das, was abgeschlossen liegt, sind jedem Einzelnen werthvoll für das Erfassen seiner gegenwärtigen Aufgabe. Auch den Wissenschaften schadet es nicht, bisweilen die zurückgelegte Strecke ihrer Bahn prüfend zu überschauen. Jede Wissenschaft hat die Pflicht, sich ihres Entwickelungsganges bewusst zu bleiben und der Männer nicht zu vergessen, welche seine einzelnen Stufen mit den Marksteinen bedeutender Werke bezeichnet haben.

Diese Pflicht der Würdigung der Hinterlassenschaft älterer Arbeitsperioden ist bisher noch recht ungenügend erfüllt worden gegenüber dem Begründer der historischen Länderkunde, Philipp Clüver. Für die Darstellung seines Lebensganges hat die Gedächtnisrede, welche Daniel Heinsius seinem Freunde hielt, immer als einzige Quelle gedient.[1] Auf ihr ausschließlich fußen alle die kurzen Lebensabrisse, welche die biographischen Wörterbücher und andere Sammelwerke enthalten.[2] Der Eindruck, den sie erwecken, dass Clüver's arbeitsreiches Leben in den schriftlich festgehaltenen Erinnerungen seiner Zeitgenossen keine breiten, leicht verfolgbaren Spuren hinterlassen habe, bestätigt sich bei näherem Zusehen. Es ist überraschend, wenn auch nicht ganz unerklärlich, dass die zahlreichen, umfänglichen Briefsammlungen, in welchen das Treiben der damaligen Gelehrtenwelt bis in unbedeutende Einzelheiten sich spiegelt, nicht einen Brief von Clüver's Hand, nicht einen an Clüver enthalten, wiewohl seine innigen Beziehungen zu den größten Gelehrten seiner Zeit unzweideutig verbürgt sind. Die Zerstreuung von Clüver's Nachlass hat gewiss die werthvollsten Quellen für die Kenntnis seines Lebens der Vernichtung überliefert. Aber

[1] Danielis Heinsii Oratio in obitum clarissimi celeberrimique viri Philippi Cluverii geographi 1623. 4° abgedruckt als Anhang zu Cluver's Introductio in universam geographiam tam veterem quam novam Lugduni Batavorum 1624. — Ein in einem Punkte (Sprachkenntnis) etwas erweiterter, sicher von Heinsius selbst herrührender Auszug aus dieser Rede ist die kurze Biographie in dem Sammelwerk Joannis Meursii Athenae Batavae Lugduni Batavorum 1625 S. 291 292.

[2] A. J. van der Aa, Biographisch Woordenboek der Nederlanden III Haarlem 1858 S. 503 507 dort die ältere, ganz entbehrliche Literatur ziemlich vollständig; Bursian in Allg. Deutsche Biographie Leipzig 1876 IV 354. Von den älteren, bei van der Aa nicht benutzten Werken ist neben Heinsius einzig beachtenswerth des Danziger Andreas Charitius, Commentatio historico-litteraria de viris eruditis Gedani ortis, speciatim iis, qui scriptis inclaruerunt Vittenbergae 1715 4° S 25 30. Ein kleiner Nachtrag dazu (Spicilegium) von seinem Bruder Christ. Friedrich Charitius, Gedani 1729 S 6. 7. Sammlung der Urtheile über Cluver bei Thomas Pope Blount, Censura celebrium authorum Londini 1690. S. 653 654.

Manches mag noch in England, in Holland, in Böhmen und Italien unbeachtet liegen. Es wäre der willkommenste Erfolg dieser kleinen Schrift, wenn sie die Anregung gäbe, noch manche verborgene Erinnerung an den bedeutenden Mann ans Tageslicht zu ziehen. Als willkommenen Vorboten solcher künftigen Erweiterungen der Kenntnis über Clüver's Leben begrüße ich mit besonderem Danke den ersten der Vergessenheit entrissenen Brief Clüver's (Beilage), den der Oberbibliothekar der Bibliothek zu Leiden, Herr Dr. Du Rieu, mir als Ergebnis seiner Nachforschungen in sorgfältiger Abschrift zugehen ließ.

Wenn trotz dieses Mangels von zeitgenössischen Quellen, welche die Gedächtnisrede des Daniel Heinsius ergänzen könnten, der Versuch einer etwas eingehenderen Schilderung des bewegten Lebens Philipp Clüver's hier unternommen wird, liegt die Rechtfertigung dafür in der unzureichenden Beachtung, welche die Biographen Clüver's bisher seinen Werken geschenkt haben. Ihre gründliche Ausbeutung gewinnt noch manche kräftige Linie, manche frische Farbe für die Wiedererweckung seines halbverloschenen Lebensbildes. Diese Werke haben auch selbst bisher wesentlich nur als reiche Fundgruben für die Nachfolger Clüver's Beachtung gefunden. Die spärlichen Versuche einer Abwägung ihrer Bedeutung in dem Rahmen des Geisteslebens ihrer Zeit sind immer einseitig und unvollkommen ausgefallen.

Die Clüver.

Seit dem Jahre 1201 tritt in der Geschichte der Bisthümer Bremen und Verden das Adelsgeschlecht der Cluver auf.[1] Ihm fiel eine Zeit lang die Führung der Standesgenossen zu im Kampfe der Ritterschaft gegen die bischöfliche Gewalt. Bis ins achtzehnte Jahrhundert werden Sprossen dieses Geschlechtes mit Ehren genannt, und an seinen einst weit ausgebreiteten Besitz erinnern noch heute die Namen Clüversborstel, Cluvenhagen und der Clüverhof bei Bremen.

Mit Stolz knüpfte Philipp Clüver seine Herkunft an diese altberühmte Familie, und die trübseligen Moorlandschaften Norddeutschlands hatten in seinen Augen eine besondere Weihe, weil dort die Wiege seiner Ahnen gestanden.[2] Das Bewusstsein dieses Ursprunges aus edlem Stamme ist ihm keine werthlose Mitgift für seinen harten Lebenskampf gewesen. Es hat ihn aufrecht erhalten in der bittersten Noth. Wie eine Erfahrung des eigenen Lebens klingt seine Verherrlichung des deutschen Adels und die feste Zuversicht, dass die Erhaltung dieses Standes in alter Kraft und Reinheit der Zukunft des Vaterlandes noch viel Gutes verspreche.[3]

Von dem alten Hauptstamme der Clüver im Wesergebiete löste sich — man weiß nicht näher, wie und wann — ein Zweig ab, der in Preußen heimisch wurde und auch nach Livland sich verbreitete. Ihm entspross die Familie, welche im sechzehnten Jahrhundert in der Danziger Bürgerschaft eine geachtete Stellung einnahm. Ihre Geschichte wäre völler übersehbar, wenn der Nürnberger Pastor Moritz Heling, ein geborener Preuße, die Absicht verwirklicht hätte, in einem Heldengedicht den Ursprung des Stammes der Clüver zu feiern.[4] Die Gegenwart vermag nur mühsam aus Archiven und verstreuten literarischen Nachrichten die Familie des großen Geographen zwei Menschenalter rückwärts zu verfolgen. Herr Archidiaconus Bertling, Archivar der Stadt Danzig, hat sich dieser Aufgabe mit einer Hingebung unterzogen, für die ich ihm nicht genug danken kann, und Herr Dr. Wendt, Archivar des Germanischen Museums zu Nürnberg, war bemüht, aus dem dortigen Archive genauere Nachrichten zu gewinnen über die wichtigste Persönlichkeit, welche vor dem großen Geographen aus dem Stamme der Danziger Clüver hervorgegangen war.

[1] L. Mushard, Bremisch- und Verdischer Ritter-Sahl. Bremen 1720. S. 182—190.

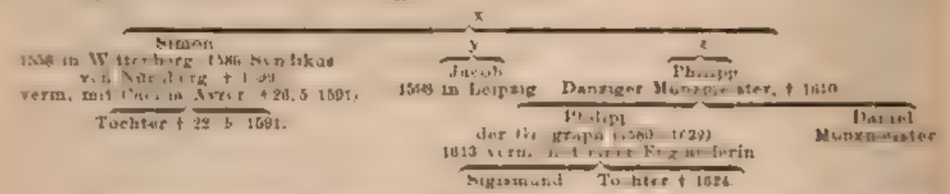
[2] Germ. ant. III. 74

[3] Germ. ant. I. 123—126.

[4] Zeltner. Vita Helingi S. 123 f.

Das war sein Großoheim Simon Clüver.[1]) Sein ehrenreicher, bei aller Bewegtheit der Lehr- und Wanderjahre regelmäßig fortschreitender Lebensgang war augenscheinlich das Vorbild, welches dem Vater des Geographen für die Entwickelung seines Sohnes vorschwebte, und vielleicht ist dieser öfter, als die dürftige Überlieferung erkennen lässt, auf der eigenen Wanderschaft den Spuren seines angesehenen Verwandten gefolgt. Simon Clüver studierte 1558 zu Wittenberg Rechtswissenschaft und wurde daselbst Magister, vollendete dann — seit 1565 durch ein Stipendium seiner Vaterstadt Danzig unterstützt — seine Ausbildung in Holland und namentlich in Frankreich unter Cuiacius und Donell. Das neue Aufflammen des Bürgerkrieges nach der Bartholomäusnacht verscheuchte ihn nach England. Nach einjährigem Aufenthalt am dortigen Hofe und unter den englischen Rechtsgelehrten lebte er einige Zeit am kaiserlichen Hofe zu Wien, und besuchte von hier aus Ungarn und Italien, ehe er nach Preußen heimkehrte, um sein Können zunächst in den Dienst des Vaterlandes zu stellen. Als Gesandter der Stadt Thorn kam er an den Hof Stephan Bathory's. Dann gieng er ans Kammergericht zu Speyer, erlangte zu Basel die Doctorwürde und wirkte in Speyer als Advocat, bis er 1586 als Consulent nach Nürnberg berufen wurde. Als Syndikus dieser Reichsstadt starb er 1599 ohne Leibeserben.[2]) Seine Gattin Caecilia, Tochter des Stadtphysikus Dr. Melchior Ayrer, war ihm sammt einem Töchterchen schon 1591 in den Tod vorausgegangen.[3]) Die Erbschaft des Syndikus fiel seinen Neffen Jacob und Philipp Clüver in Danzig zu. Jacob erscheint 1598, wie Herr Professor Ratzel freundlichst ermittelte, in der Matrikel der Universität Leipzig. Philipp, der Vater des Geographen, erwirbt 1575 das Danziger Bürgerrecht. Um 1579 wird er Münzwardein; 1607 richtet er an den Danziger Rath das Gesuch um die Erlaubnis, nun, nachdem er fast neunzehn Jahre in der Münze thätig gewesen, selbst Silber prägen zu dürfen; 1610 ist er gestorben. Denn in diesem Jahre bittet sein Sohn Daniel Clüver um die Ernennung zum Münzmeister an Stelle des Vaters, den der Allmächtige durch den zeitlichen Tod von dieser Welt abgefordert, nachdem er dem Danziger Rath etliche und zwanzig Jahre fleißig gedienet habe.

Nach diesen Angaben gewinnt man von der Verzweigung der Danziger Familie Clüver folgendes Bild:



Die unbekannten Personen y und z könnten identisch sein. Denn ob Jacob und Philipp, der Münzmeister, Vettern oder Brüder waren, lässt sich nicht sicher entscheiden.

[1] G. A. Will, Nürnbergisches Gelehrten-Lexicon. Nürnberg und Altdorf I 1755, 198. Album Academiae Vitebergensis ed. Förstemann Lipsiae 1841. S. 353.

[2]) Will giebt allerdings als Todesjahr 1596 an. Aber das 1601 eingereichte Gesuch der Danziger Jacob und Philipp Clüver an den Rath ihrer Vaterstadt, ihre Ansprüche an das Erbe des Nürnberger Oheims zu unterstützen, berichtet, Simon Clüver sei vor 1½ Jahren gestorben.

[3] Dr. M. Trechsel, Verneuertes Gedächtnis des Nürnbergischen Johannis-Kirchhofs. Frankfurt und Leipzig 1735, 4° S. 664.

Philipp Clüver's Lebensgang.

Philipp Clüver ward 1580 zu Danzig als Sohn des Münzmeisters geboren. Schon die Kinderjahre an der Mündung eines Stromes, welcher damals reichlicher als jetzt die Bodenerzeugnisse eines weiten staatlich geeinten Gebietes hinabführte zu dem Markte des Seeverkehres, müssen reich an Anregungen gewesen sein. Sie weckten in dem begabten Knaben schon den Drang, fremdes Land und Volk kennen zu lernen. Dazu ward ihm bald nach dem Abschluss der ersten Schulbildung Gelegenheit geboten durch seine Überführung an den polnischen Hof. Er sollte dort die polnische Sprache vollkommen erlernen und sich früh einleben in das Staatswesen, welchem er nach des Vaters Absicht künftig zu dienen berufen war. Auch an den kaiserlichen Hof in Prag scheint er noch vor seinem vierzehnten Jahre gekommen zu sein. Ob dafür die Beziehungen maßgebend waren, welche sein damals noch lebender Großoheim Simon einst am Kaiserhofe angeknüpft und vielleicht fortgesponnen hatte, lässt sich nicht mehr erkennen.

Nach der Rückkehr in die Heimat vervollständigte der junge Clüver im Jahre 1600 auf dem Gymnasium der Vaterstadt die Grundlagen seiner Bildung so weit, dass er zum Studium der Rechte an einer Universität übergehen konnte. Er scheint keine deutsche Universität besucht zu haben, sondern sofort durch Norddeutschland nach Leiden gegangen zu sein. Auf der Reise dahin berührte er Bremen und suchte Fühlung mit dem in Ansehen stehenden dortigen Hauptstamm seines adeligen Geschlechtes. Zwei Bremer Domherren aus dem Hause der Clüver[1] widmete er die erste Jugendarbeit, in welcher der Zug seiner natürlichen Anlage sich verrieth, eine Karte von Italien.

In Leiden trat Clüver ein in den Lebenskreis, welchen er fernerhin als seine geistige Heimstätte betrachtete. Der erhebende Zug eines siegreichen Freiheitskampfes, welcher die Kräfte des niederländischen Volkes zu nie gekannter Rührigkeit anspannte, war damals kaum in einer anderen Stadt lebhafter zu spüren als in Leiden. Den Bedrängnissen einer nahezu einjährigen Belagerung, welcher die Stadt vom October 1573 bis zum October 1574 erfolgreich widerstanden hatte, war 1575 die Begründung der Universität gefolgt, welche die Selbständigkeit der protestantischen Niederlande auch in wissenschaftlicher Beziehung vollenden sollte. Diese Hochschule kam rasch empor, am glänzendsten auf dem Gebiete der Alterthumswissenschaft. An ihr wirkte 1579—1591 Justus Lipsius und, als dieser wieder dem katholischen Bekenntnis und der Universität Löwen sich zugewendet hatte, gelang es 1593 Joseph Justus Scaliger zur Übersiedelung aus Frankreich nach Leiden zu bestimmen.[2] Ohne einen Lehrauftrag zu übernehmen, wurde Scaliger doch schnell zum belebenden Mittelpunkte des dortigen Gelehrtenkreises. Die unwiderstehliche Anziehungskraft, welche der bedeutende Mann namentlich auf jüngere Talente ausübte, entschied auch über Clüver's Lebensgang. Zur Jurisprudenz hatte er so geringe Neigung, dass er sich in Leiden erst gar nicht immatrikulieren ließ. Das

[1] Mushard kennt in dieser Generation drei Brüder Clüver als Bremer Canonici, Burchard † 1620, Diederich und Alverich, Söhne des 1612 noch erwähnten Lüder Clüver, Erbherrn zu Clüvenhagen, Gogreve zu Achim.

[2] Über diese Männer vgl. Ch. Nisard, Le triumvirat littéraire au 16. siècle. Paris 1852. Jak. Bernays, Jos. Just. Scaliger, Berlin 1855. Lucian Müller, Geschichte der classischen Philologie in den Niederlanden. Leipzig 1869.

Album der Universität weist in diesen Jahren 1600 und 1601, in welche der erste Aufenthalt Clüver's in Leiden fallen muss, seinen Namen nicht auf. Der Schluss, den diese Thatsache nahe legt, geht nicht fehl. Clüver führte damals ein flottes Burschenleben. Er genoss in vollen Zügen das Glück der Jugend. Der stattliche Jüngling mit dem feingeschnittenen, rosig frischen Gesicht, dem gewandten, durch ritterliche Übungen gestählten Körper, schlagfertig und ansprechend in der Rede, freundlich und gewinnend in seinem offenen Wesen, war der willkommenste Genosse, wo heitere Studenten sich zu einem guten Trunke niedersetzten, aber auch in jedem anderen Kreise gern gesehen; zumal die Mädchen waren ihm hold. Aber über seinem lockeren, verschwenderischen Leben vergaß er doch die Wissenschaft nicht ganz. Nur wendete sich sein Streben in eine ganz andere Richtung, als der Vater es wünschte. Er schloss sich an Scaliger an.

Als er ihm seine Karte Italiens zeigte, ermunterte ihn der große Alterthumsforscher, bei der Wahl seines Lebensberufes ganz dem Drange der eigenen Neigung zu folgen und seine Lebensaufgabe zu suchen in der Begründung der Länderkunde des Alterthums. Die Philologie erhob sich in jener Zeit von der lange ausschließlich betriebenen Textforschung zu einer systematischen Bewältigung der verschiedenen Seiten der Alterthumswissenschaft. Es war das Zeitalter der Thesauri. Wie die beiden Stephanus den Wortschatz der lateinischen und griechischen Sprache zu ordnen und zu bemeistern versuchten, wie Lipsius die römischen Alterthümer, Cujacius und Gothofredus das römische Recht in Angriff nahmen, so hatte Scaliger die Ordnung der antiken Chronologie unternommen in seinem Werke de emendatione temporum (1583), dem 1606 der Thesaurus temporum folgen sollte. Dieser Behandlung des „zeitlichen Gradnetzes“ des Alterthums stand noch keine auf erschöpfender Beherrschung der alten Literatur begründete Erforschung der räumlichen Beziehungen des antiken Culturlebens gegenüber. Dieses Gegenstück der eigenen Lebensaufgabe empfahl der greise Scaliger dem jungen Clüver. Clüver ergriff den Gedanken mit feurigem Eifer und hat in dankbarer Erinnerung an diese Anregung Scaliger immer als seinen geistigen Vater verehrt.[1]

Aber ehe er an's Werk gieng, wollte er noch den Rath von Justus Lipsius hören, dem größten Kenner der antiken Prosa, namentlich der lateinischen Geschichtschreiber. Er machte sich auf nach Brabant, fand aber Lipsius, der zufällig nach Antwerpen gereist war, nicht in Löwen und verfehlte ihn dann auch in Antwerpen. Nach dieser vergeblichen Wanderung fiel er marodierenden Soldaten in die Hände und ward von ihnen völlig ausgeplündert und splitternackt auf der Strasse liegen gelassen. Nach dreitägigem Umherirren in waldiger Landschaft ward er von Mönchen, die des Weges zogen, aufgenommen und nach Lillo (unterhalb Antwerpen, an der Schelde) geführt. Der Commandant der kleinen Feste nahm ihn freundlich auf. Von ihm unterstützt kehrte er zurück nach Leiden.

Dort erwartete ihn neues Unheil. Sein Vater entzog ihm, entrüstet über seine Abwendung vom Studium der Rechte und über seine Geldverschwendung, jegliche Unterstützung und berief ihn sofort nach Hause. Der Gefahr des Schiffbruchs in der Zuyder-See mit Noth entgangen,

[1] Germ. ant. II 39, 50: Magnus vir, mihi quondam amicissimus, quem in parentis loco (id amore suo evicit) semper colui, Josephus Scaliger.

kehrte er auf dem Seewege nach Danzig zurück.[1] Aber der Versuch den Vater umzustimmen muss misslungen sein. Es kam zum vollkommenen Bruch zwischen Vater und Sohn und nun, etwa 1601, begann für den jungen Cluver ein abenteuerliches Wanderleben.

Er wendete sich nach Böhmen. Dort wurde er Soldat und diente zwei Jahre lang in Ungarn gegen die Türken. Nach dem glücklichen Feldzuge von 1603 kehrte er mit seinem Obersten, der den geistig regen und gewandten Mann liebgewonnen, zurück nach Böhmen. Hier ward er 1604 in Dinge verwickelt, denen er besser fern geblieben wäre.

Er, der seine ganzen Hoffnungen auf einen geordneten, von reichen Mitteln erleichterten Lebensgang lediglich aus Abneigung gegen den juristischen Beruf leichtherzig von sich geworfen, ward nun zum Vertheidiger eines seit 12 Jahren im Gefängnis schmachtenden Edelmannes, der von allen seinen Verwandten preisgegeben, seiner Güter beraubt, außer Stande, bei dem geistig zerrütteten Kaiser Rudolph II. für seine Sache auch nur Gehör zu finden, den letzten Weg, den der Öffentlichkeit, betreten wollte, um vielleicht doch noch einen Umschwung seiner hoffnungslosen Lage herbeizuführen.

Dieser Mann war Georg Popel von Lobkowitz,[2] ein ränkevoller Streber, der — wie urkundlich feststeht — seinen großen Besitz auf recht unsaubere Art gemehrt hatte und in den ersten Regierungsjahren Rudolphs II. zu einer der einflussreichsten Stellen des böhmischen Hofes emporgekommen war. Er war Oberhofmeister. Im April 1593 vertraute ihm der Kaiser an Stelle des verstorbenen Oberburggrafen die Leitung des böhmischen Landtages an. Georg Popel von Lobkowitz strebte nun nach der Nachfolge in dem Amt des Oberburggrafen, dem höchsten in der ganzen Stufenleiter der Würden der böhmischen Krone. Er suchte aus der Mitte des Landtages selbst einen Druck hervorzurufen auf den Kaiser zu Gunsten einer baldigen Besetzung des Oberburggrafenamtes. Diese Intrigue wirkte augenscheinlich mit ein auf den ganzen recht unbefriedigenden Verlauf jenes Landtages, der ohne eine Beschlussfassung über die Regierungsvorlagen auseinanderlief. Dieser Ausgang erbitterte den Kaiser derart gegen Georg Popel, dass er ihn wegen seiner Ränke in Anklagezustand versetzen ließ, seine Güter einzog und ihn in Haft behielt, ohne dass eine entscheidende gerichtliche Verhandlung erfolgt wäre.

So wenig man wagen wird, Georg Popel von jeder Schuld freizusprechen, besteht doch kein Zweifel, dass gegen ihn in tyrannischer Weise, ohne Beobachtung der Rechtsformen vorgegangen wurde. Gindely urtheilt ganz treffend, Niemand sei in der Lage gewesen, genau das Verbrechen zu definieren, das man ihm zur Last legte. „Was

[1] Nicht mit voller Sicherheit, aber doch mit Wahrscheinlichkeit ist in diesen Zusammenhang eingefügt die gefahrvolle Seefahrt, über welche Cluver, Germ. ant. III, 96 berichtet: Ego inter alia pericula, quae austro spirante expertus, memini me quondam in ipso lacu Flevo circa aequinoctium vernum, in extremum incidisse vitae periculum, quum aliquot circa navem, qua tunc, mare Suevicum et Vistulae amnis ostium petiturus, vehebar, atrocissima perirent tempestate naves, plures vero maris defectus salutem contra turbinem procellarumque violentiam quaererent. Vielleicht fällt indes diese Reise nach dem Tode des Vaters (1610).

[2] Über Georg Popel von Lobkowitz vgl. Tomek, Spiknutí Jiřího z Lobkovic. Časopis Českého Museum 1853 S. 215—245. A. Gindely, Böhmen und Mähren im Zeitalter der Reformation. I. Geschichte der Böhmischen Brüder Prag 1858 Bd. II. S. 303—306. 3 3. 324. A. Gindely, Rudolph II. und seine Zeit. Prag 1863. Bd. I. S. 177, 226. v. Wurzbach, Biographisches Lexikon des Kaiserthums Österreich. Wien 1866. XV. S. 321.

Georg von **Lobkowitz** that, thun heutzutage Minister und Deputierte aller Länder, ohne dass sie deshalb processiert würden.[6] Für das Urtheil der Zeit ist bezeichnend die Thatsache, dass eine der ersten Forderungen der Rudolph treu ergebenen böhmischen Stände 1608, als sie ihn gegen Mathias stützten, sich darauf richtete, geschützt zu sein gegen so tyrannische, willkürliche Auffassung des Begriffes „Hochverrath" durch die unberechenbare kaiserliche Rechtspflege. Jedenfalls kann es nicht überraschen, dass Georg **Popel** nach zwölfjähriger Haft, nachdem alle Gnadengesuche, selbst die Verwendung des Papstes für ihn fehlgeschlagen waren, auf den verzweifelten Gedanken gerieth, sich an die Öffentlichkeit zu wenden. Die Vertheidigungsschrift (282 SS. 8°), in der dies geschah, liegt uns vor. Sie führt den Titel:

Philaretis Amyntae Codomani
Apologia
pro Georgio Popelio Barone de Lobkowitz
regni Bojohaemiae quondam supremo aulae praefecto: post ab imperatore Rudolpho Secundo, Hungariae ac Bojohaemiae Rege, per duodecim annos, contra ius fasque carcere adtento:
ad reges, principes, ceterosque Christiani nominis mortaleis.
Dicaeopoli. Apud Theophilum Agathonem Anno MDCVI.

Die böhmischen Geschichtschreiber, welche mit der Angelegenheit sich beschäftigten, sind über den Verfasser dieser Apologie im Dunkeln geblieben. Sie schreiben sie nach dem Vorgange **Balbins**[1], der Tochter Eva Maria Eusebia zu, welche in edler Aufopferung treulich die Gefangenschaft des Vaters theilte. Aber die Schrift enthält selbst Angaben, welche diese Überzeugung widerlegen. Der Verfasser ist kein Böhme. Nicht sein Wille, sondern — so dünkte ihm — göttliche Fügung hatte ihn nach langen Reisen in fremden Ländern zurückgeführt nach Böhmen, das ihn früher einmal gastlich aufgenommen hatte und ihm lieb geworden war. Die Erinnerung an Wohlthaten, mit welchen der unglückliche **Lobkowitz** in besseren Tagen ihn überhäuft, legte ihm die Verpflichtung auf, dem Verlassenen in seiner Noth beizustehen.[2] Im Frühling 1604 war er — nach einem mehrmonatlichen eigenen Geschäften gewidmeten Aufenthalt in Prag — auf die Kunde, dass **Lobkowitz** im Stillen einen Vertheidiger suche, der seine Sache öffentlich zu vertreten bereit sei, zum ersten Male nach Glatz gefahren, um mit Eva Maria Eusebia die Vorbereitung der Apologie zu besprechen.[3]

[1] Bohuslai **Balbini** Bohemia docta Prag. 1776 II S. 373. **Schmidl**, Historia provinciae Bohemiae Societatis Jesu Prag 1754. III 561.

[2]) Apologia S. 4: Ego, haud meo, ut mihi videor, sed divino consilio in Bojohaemiam, hospitalem mihi quondam ac familiarem terram, post longa itinera reversus, curatius in causae eorum statum ac veritatem inquisivi. Qua penitus ac probe cognita, innocentiaque perspecta, viri integritate ac fortunae commiseratione commotus, beneficiorumque, quae ille largiter ac cumulate ante haec tempora in me contulerat, memor, grati simul ac boni viri officium duxi, periclitantibus et omnis opis ac spei egentis spem simul atque opem ferre. — S. 258. Sum ego is, qui huius infortunatissimi senis priscis beneficiis multum debeo . . . Ita, quem quondam habui patronum, iam nunc pro cliente recepi.

[3]) S. 231. Inter haec ego (divinitus, ut mihi videor, admonitus) Bojohaemiam, hospitalem mihi quondam ac familiarem terram, post longa externorum regionum et regnorum itinera repeto. Cumque Pragae mensem unum atque alterum privatis negotiis adtentus, commorarer, multa ac varia de isto viro in qua damnatione audivi, simulque comperi, quaerere eos hominem, qui causae suae defensionem publice susciperet. Tum ego, quum virtutem viri, claritudinem nominis, mutationem

Neben seiner Arbeit an ihrer Abfassung giengen aber vom Mai bis zum December 1604 immer noch die Bemühungen für die Begnadigung des Gefangenen her. Auch im nächsten Frühjahr war dieser noch nicht ganz zum Aeussersten entschlossen. Im April 1605 musste die bereits lateinisch ausgearbeitete Vertheidigungsschrift erst noch in's Deutsche übersetzt und — aller verletzenden Spitzen beraubt — zunächst an den Kaiser gesendet werden, um bei ihm den letzten gütlichen Versuch zur Befreiung Georg Popel's zu machen.[1] In diesem Augenblicke fühlte sich der Verfasser der Apologie schon nicht mehr recht sicher auf böhmischem Boden und zog sich vorübergehend nach einem benachbarten Lande, wohl nach Schlesien zurück. Erst im Juli 1605 begab er sich auf die Reise nach dem Ort, der für das Erscheinen der Schrift in Aussicht genommen war, und richtete noch von der Reise an des Kaisers Räthe einen Brief, der mit der baldigen Veröffentlichung drohte, wenn nicht endlich die Freilassung erfolge.[2] 1606 erschien die Schrift. Der Druckort „in der Stadt der Gerechtigkeit", ist unter einem Pseudonym verborgen. Aber es sind die Elzevier'schen Lettern. Von Leiden aus ward die Schrift verbreitet. Dort suchten auch die Räthe des Kaisers den Verfasser. Der kaiserliche Gesandte erwirkte von den Generalstaaten die Verhaftung Philipp Clüver's.

Daniel Heinsius, dem wir diese Nachricht danken, beschränkt den Antheil Clüver's an der Apologie auf die Übersetzung ins Lateinische. Aber das ist ein Irrthum. Nicht der Gefangene führt das Wort, sondern sein Vertheidiger. Er sagt ausdrücklich, dass die Schrift ursprünglich lateinisch entworfen war, dass Niemand als er selbst und der Gefangene davon Kenntnis hatten.[3] Die Mitwirkung eines Dritten ist also völlig ausgeschlossen. Auch im Titel finden sich untrügliche Anzeichen über die Autorschaft. Schon die beiden Namen, die der Verfasser sich beilegt, Philaretes Amyntas, sind nicht ganz frei gewählte Tendenzpseudonyma. In dem ersten ist der Lautbestand von Clüver's Vornamen nicht völlig zurückgedrängt, und der zweite „der Abwehrer" erinnert an die Bedeutung des Familiennamens Clüver: „der mit der Klaue" und an ihr Wappen, die zur Abwehr erhobene Bärentatze. Durchsichtiger noch ist die dritte Bezeichnung Codomanus. Ihre einzig denkbare Deutung erwächst aus dem Umstande, dass Clüver die Meinung vertritt, Codanum sei der älteste Name seiner Vaterstadt Danzig.[4] Er konnte augenscheinlich der Versuchung nicht

---

rerum, et beneficiorum, quae ille multa ante istam calamitatem in me contulit, magnitudinem recordarer, ita rei indignitate ad miserationem flexus sum, uti opem viro captivo periculo ferre quoquo modo juste ac honeste possem, animus gestiret. Hac igitur voluntate concepta, Gratium, ubi ille adservatur, rei inquirendae causa ad filiam Evam Eusebiam Mariam profectus sum.

1) S. 250. Me igitur orare coepit, uti defensionem ex Latino sermone in Germanicum converterem, quo facilius ab imperatore . . . intelligi posset. Parui ego protinus huic petitioni eius . . . Ego vero post emissam defensionem, metuens, ne quid et mihi ob navatam hac in re operam vis inferretur, in vicinum regnum concessi.

2) S. 257—263.

3) S. 261—262. Quam sanctissime vobis affirmo, Deumque optimum maximum testem facio, apologiam etiamnunc in occulto latitare, nec in cuiusquam praeterquam imperatoris, Georgii Popelii ac meam pervenisse cognitionem.

4) Germ. ant. III 139—141.

widerstehen, wenigstens in dieser verdeckten Weise sein erstes gefährliches literarisches Eigenthum zu kennzeichnen.[1])

So gewinnt das bisher wenig beachtete Buch die Bedeutung einer Quelle für Clüver's Leben. In dieser Hinsicht ist besonders bemerkenswerth die wiederholte Versicherung Clüver's, er sei dem Herrn v. Lobkowitz von älterer Zeit her zu Dank verpflichtet gewesen. Jener sei einst sein Gönner und Beschützer (patronus) gewesen. Das ist, da der Sturz des Mannes schon in das Jahr 1593 fällt, nur denkbar, wenn Clüver — vielleicht als Edelknabe — schon vor dem 14. Lebensjahre in Prag an dem Hofe war, dem Georg Popel als Oberhofmeister vorstand. Dass wirklich Clüver in frühen Jahren nicht nur an den polnischen, sondern noch mindestens an einen anderen Hof, eben den böhmischen, gekommen ist, beweist die Stelle der Apologie, welche für deren schlichte Redeweise um Nachsicht bittet, weil der Verfasser nicht in Schulen und Gerichten, sondern an Höfen und im Feldlager aufgewachsen sei.[2] Eine ganz ähnliche Wendung kehrt in Clüver's Germania Antiqua wieder. Darnach kann es keinem Zweifel unterliegen, dass Clüver in früher Jugend an den Prager Hof gekommen ist, wiewohl dafür eine vollkommen befriedigende Erklärung fehlt.

Wichtiger für die Charakteristik des Mannes ist freilich der ganze Inhalt der Vertheidigungsschrift. Sie ist mit feuriger Empfindung, einer einfachen, kernigen Beredsamkeit und hohem Freimuth geschrieben. Der Gefangene wird geradezu idealisiert, und mit vollberechtigter, begeisterter Verehrung wird das Bild seiner Tochter gezeichnet, die in nimmer müder Treue dem Vater den Druck der langen Haft tragen hilft. Mit bitterer Schärfe werden die einflussreichen Räthe, deren Kreis den menschenscheuen Kaiser von der Öffentlichkeit abschloss, angegriffen. Gegen sie allein richtet sich gewöhnlich der Strom der heftigsten Vorwürfe. Aber es fehlt auch nicht an Ausfällen gegen den Kaiser und an Hinweisen auf seinen Geisteszustand.[3] Welches Wagnis es sei, solch' eine Sprache zu führen, konnte Clüver sich nicht verhehlen. Er sieht voraus, dass Verfolgungen ihm bevorstehen. Aber er achtet diese Gefahr nicht hoch. Er hofft zuversichtlich, dass auch ihm, wenn er deren bedürfen sollte, hinlänglich mächtige Beschützer nicht fehlen werden.[4] An wen er dabei denkt, ist nur zu errathen. Schon hatten sich 1606 die meisten Erzherzoge geeinigt, Mathias als das Haupt ihres Hauses an Stelle des unzurechnungsfähigen Kaisers anzusehen. Schon traf Mathias Vorbereitungen zu dem entscheidenden Schritt gegen Rudolf. Die Veröffentlichung der Apologie für Lobkowitz kann

[1] Der einzige der neueren Historiker, welcher Clüver als Verfasser der Vertheidigungsschrift erkannte, war C. v. Wurzbach, Biographisches Lexicon des Kaiserthums Österreich, Wien 1866, XV S. 320. Im 17. Jahrhundert war seine Autorschaft anscheinend unbestritten vgl. Christ. Gryphius Apparatus sive dissertatio isagogica de scriptoribus historiam saeculi XVII. illustrantibus Lipsiae 1710 173.

[2]) S. 11. Dabitur haec venia ingenio meo, ad castra magis atque aulas quam foro ac scholis adsueto. Germ. ant. II 173 (namquam ego contra hominem, cui omnis vita in scholis transacta est, de grammatica disputare nolim, quippe qui omnem pene iuventam militia, aulis et diutinis perpetuisque peregrinationibus exegerim.

[3]) S. 128 Quae est autem istaec vita dies noctesque sibi timere a suis? Non igitur millies peiore est melius quam hoc pacto vivere? Ast ille quamquam metueret, mutari tamen noluit. Animo per libidines corrupto nihil rationis inerat.

[4]) S. 278 Equidem haud vereor, uti possim haec contra maiorem potentiam contendere minime! Erunt et mihi fortasse, si quos implorare necesse erit, tutores satis potentes.

ihm nur willkommen gewesen sein. In dem Augenblick, wo der böhmische Adel noch treu auf Rudolph's Seite stand, musste Mathias jeden Bundesgenossen aus dessen Reihen beim Vorgehen wider Rudolph willkommen heißen. Man glaubt das erste Wetterleuchten des gegen den Kaiser aufziehenden Ungewitters zu erkennen, wenn man in der Apologie die Drohung des Verfassers gegen des Kaisers Räthe liest: „Wagt Ihr noch mehr, so bringt Euer Fehl Euch große Gefahr, größere — glaubt mir — als Ihr meint.“[1]

Aber auch wenn Clüver auf einen mächtigen Rückhalt sich Hoffnung machte, blieb sein Eingreifen in diese hoffnungslose Sache ein schwer verständliches Wagnis, das seinem Gerechtigkeitsgefühl und seinem ritterlichen Sinn mehr zur Ehre gereicht als seiner Urtheilskraft. Nur ein in der harten Schule des Lebens noch nicht gezügelter, hochfliegender Sinn, dem ethische Ideale, nicht nüchterne sachliche Erwägungen als Gesetz des Handelns gelten, konnte einen so verhängnisvollen Entschluss fassen mit der vollen, klaren Vorraussicht[2], dass daraus weder dem Gefangenen noch seinem Beschützer Gutes erwachsen könne. Die Antwort des kaiserlichen Hofes auf die Apologie war die Trennung des Gefangenen von seiner Tochter und seine Überführung nach Elbogen. Dort wurde er im Herbste 1606 ganz in der Stille hingerichtet[3]. Gleichzeitig ward Clüver zu Leiden ins Gefängnis geworfen. Nur mit Mühe erwirkten seine Freunde nach geraumer Zeit seine Freilassung.

So trat Clüver völlig mittellos, ganz auf die eigene ungebeugte Jugendkraft gestellt, von neuem hinaus in den Kampf des Lebens. Die wechselvollen Schicksale hatten bei ihm nie den Gedanken an die einmal gewählte große Aufgabe ganz in den Hintergrund gedrängt. Jetzt nahm er sie mit neuem Eifer wieder auf. Um für den Aufbau einer Länderkunde des Alterthums in lebendiger Anschauung und in eigener Kenntnis der Spuren antiker Ansiedlungen die rechte Grundlage zu gewinnen, begann er nun für diesen Zweck die Culturländer Europas zu durchwandern. Das war ein kühner Entschluss bei seiner Armuth. Wohl flossen ihm hinter dem Rücken des Vaters, der ihn nie wieder zu Gnaden aufnahm, Unterstützungen der Mutter zu. Aber sie können für die Bestreitung seines Wanderlebens nicht schwer ins Gewicht gefallen sein. Gewiss hat Clüver hauptsächlich mit eigener Arbeit seinen Unterhalt errungen. Seine vielseitige Bildung, die Beherrschung von zehn Sprachen (Griechisch, Lateinisch, Deutsch, Holländisch, Englisch, Französisch, Italienisch, Polnisch, Böhmisch, Ungarisch) boten ihm mannigfache Gelegenheit, sich mühselig durchzuschlagen. Bisweilen hat auch uneigennützige Gastfreundschaft ihm ein längeres Verweilen an wichtigen Punkten ermöglicht.[4] Aber im Ganzen ist es ihm in diesen Wanderjahren sicher hart ergangen. Er war wenigstens zeitweise so verschuldet, dass er selbst dem Gläubiger rieth, um die Wiedererlangung des geliehenen Geldes sich zunächst nicht zu bemühen; es werde doch fruchtlos sein. Wenn in den Groll des mit leeren Versprechungen hingehaltenen Gläubigers sich dann neben einem Anflug des Mitleids mit

[1] S. 260 Magno certe vestro periculo peccabitis, si quid ulterius tentabitis, maiore mihi credite quam putatis.

[2] S. 261 Sumat de insonte supplicium imperator, non obnititur senex, quin mortem omnium aerumnarum requiem capescit ultro.

[3] Gindely Rudolph. II 1 S. 177. Anm.

[4] Germ. ant. I 171, 172

dem am Rande des völligen Ruins stehenden Manne die bittere Bemerkung mischt, er habe es im Grunde nicht besser verdient, so ist auch dies harte Urtheil gewiss nicht völlig unrichtig. Clüver war anscheinend eine der unglücklichen, unwirthschaftlich angelegten Naturen, die nie auf einen grünen Zweig kommen. Für eine trotz eines hohen Zieles doch im Einzelnen planlose, von den Empfindungen des Augenblicks zu unüberlegten, folgenschweren Entschlüssen getriebene Lebensführung spricht wenigstens deutlich die überraschende Thatsache, dass er mitten in dieser Drangsal eines beinahe überschweren Kampfes ums Dasein ein armes englisches Mädchen heiratete und damit den Druck der Sorgen, die ihn bestürmten, verdoppelte, dem kühnen Flug seines Strebens ein Gewicht auflud, das auch den Stärksten niederziehen musste.[1] Vielleicht liegt in diesen Verhältnissen auch eine für diesen Lebensabschnitt ausreichende Erklärung der merkwürdigen Thatsache, dass Clüver an dem erhaltenen Briefwechsel der hervorragenden Zeitgenossen, mit denen er nachweislich in Berührung kam, keinen Antheil hat. Der arme erst unstät umherwandernde, dann unter dürftigen Verhältnissen in England sesshaft gewordene Mann war kein von den vornehmen Gelehrten umworbener Correspondent.

Von Clüver's Reisen ein zusammenhängendes Bild zu gewinnen, ist nicht mehr möglich, wenn auch in seinen Werken ihre Ausdehnung und manche bemerkenswerthe Einzelheiten etwas vollkommener hervortreten als aus der unvollständigen Aufzählung der von ihm besuchten Länder durch Daniel Heinsius. Er hat in diesen Wanderjahren von 1607—1613 Norwegen[2], Schottland[3], England, Frankreich, Deutschland, die Schweiz, Ober- und Mittelitalien[4]) durchstreift. Am längsten fesselte ihn England wegen des Reichthums an werthvollen Handschriften, welche namentlich die 1606 eröffnete Bodleiana zu Oxford ihm darbot. Seit

[1]) Ecclesiae Londino-Batavae Archivum I. Abrahami Ortelii et virorum eruditorum ad eundem et ad Jacobum Colium Ortelianum epistolae ed. J. H. Hessels Cantabrigiae 1887 Nr 561 S 845. Ein Brief des Leideners Franciscus Raphelengius an Colius vom 16 October 1613 Scribebam praeterea et percontabar, an spes esset et quae spes aliquid recuperandi a Cluvero, et quo modo. Ille enim ne molestias ipsi exhibeam deprecatur, addens nihilominus nihil me profecturum etsi velim; omnia enim ipsius bona uxori suae addicta esse. Ego nihil adhuc ipsi respondi: ex te enim nosse aveo, an per leges Anglicanas aliquid iure ab ipso extorquere possim. Tum etiam si id fieri posse videatur, sine extrema hominis ruina, qua me obiectare nolim, etsi fere non aliter commeritus sit. Facies igitur mihi gratissimum, si eum iterum compellaveris de transactione honesta, ita ut promittat intra certos menses, aut (si aliter fieri nequeat) intra certos annos totam summam soluturum, datis intervallis, tota videlicet summa in quatuor aut sex terminos ut vocant partita. Sine hoc quidem obtinere potes, promittat saltem duas tertias totius summae. Sed sive totam sive duas tertias, sive vel medietatem promittat, saltem mihi ipsi concedas, nisi quid in promptu dederit, centum videlicet, sexaginta, quadraginta aut triginta tantum florenos nostrates, quo constare mihi posset de bona ipsius voluntate, quam solis verbis ostentare hactenus sufficit. Uno verbo, facilem ad quaevis me praebebo, dum lubrico non habear.

[2]) Germ. ant I. 107, 29 aedificia eiusmodi in Norvagia conspexi. Introd S 104. Nidrosia, vulgo Druntheim, caput regni regumque quondam sedes, ubi superbissimi olim totius septemtrionis templi rudera visuntur.

[3]) Germ. ant. I 117, 2.

[4]) Germ. ant I 51, 45. In Italia quum quondam cum Florentinis quibusdam haud indoctis viris simulque cum quodam doctore Bononiensi iter facerem multaque mihi cum Florentinis esset super rebus Italiae sermoneque Italico dissertatio: Bononiensis, dialectum illorum non satis percipiens, identidem me interrogabat quidnam dicerent cui ego, non sine risu, respondebam, mirari me eum facere, quod ipse homo Italus me peregrinum Italici sermonis interpretem sibi postularet 177, 44. Quin ipsa in Italia reperi, qui ebrietatem) tegerent melius quam vitarent

1610 scheint er mit ziemlich beharrlicher Vorliebe in England sich aufgehalten zu haben, an das ihn spätestens 1613 die Begründung seines Hausstandes noch entschiedener fesselte. Es ist nicht mehr sicher erkennbar, inwieweit an dieser Anziehungskraft Englands auf Clüver ursprünglich seine Beziehung zu Casaubonus betheiligt war, mit dem er 1610 in London zusammentraf.

Isaac Casaubonus[1]) entwich nach der Ermordung Heinrich IV. den immer zudringlicheren Bekehrungsversuchen der Jesuiten und vertauschte seine Stellung an der Pariser Bibliothek mit einer Wirksamkeit in England, welche freilich sich ganz anders gestaltete, als er ursprünglich erwartet haben mochte. Für die classischen Studien war damals England noch kein günstiger Boden. Der Hof stellte die Kraft des früh gealterten Philologen in den Dienst kirchengeschichtlicher Zänkereien. Sein letztes Werk war eine langathmige Kritik der Annalen des Baronius. Casaubonus hat sich in dem fremden Lande, dessen Sprache er nie vollkommen beherrschen lernte, in der unfreundlichen Großstadt, deren Straßenpöbel an der zarten Gestalt des ehrwürdigen Gelehrten seine Rohheit ausließ, nie recht heimisch gefühlt. Um so freudiger musste er Clüver, der an den nahen Freund Scaligers sicher warm empfohlen war, als einen Geistesverwandten begrüßen. Mit wehmüthiger Freude sah er diese rüstige junge Kraft dem Studium der alten Geographie sich zuwenden, für welche Casaubonus als Herausgeber des Polybius und Strabo selbst viel geleistet hatte.

Das ist der Hintergrund, den man sich vergegenwärtigen muss, um mit lebendiger Empfindung die Worte zu erfassen, welche Casaubonus in einem Briefe an Clüver richtete.[2]) „Fahre fort in geographischer Forschung, in der ich einst Lernbegier bewiesen habe, Du aber reiche Gelehrsamkeit beweisen wirst, so oft Du etwas von Deinen Beobachtungen kundgibst. Wenn Dich doch die Neigung überkäme, den Strabo neu herauszugeben! Denn Dir reiche ich im Fackellauf meine Fackel und bekenne mich als Deinen Schüler."

Diese Worte mögen geschrieben sein 1611, als Clüvers erstes Werk vor die Öffentlichkeit trat, die Monographie „De tribus Rheni alveis et ostiis."

Es ist geschrieben in England, verlegt in Leiden, wo Clüvers Name in diesem Jahre am 15. Februar zum erstenmale im Album der Universität erscheint.[3]) Die Vorrede trägt das Datum des 15. März. Zwei Monate später ruft die Aufforderung des Casaubonus Clüver nach England zurück.[4]) Vielleicht war der dafür entscheidende Brief derselbe, welchem die ehrenden Worte zur Aufmunterung Clüvers ent-

[1]) Nisard Le triumvirat littéraire au XVI siècle Paris 1852. Mark Pattison, Isaac Casaubon. London 1875. F. Hoffmann, J. Casaubonus. Raumer's Hist. Taschenb. V. Folge X. Bd. L. Leipzig 1881.

[2]) Germ. ant. III 228. Polemik gegen Pontan: Magni hoc saeculo viri Isaaci Casauboni auctoritatem quia contra me allegas, nescivisti, mi homo, quantam mihi in geographicis tribuerit auctoritatem ipse Casaubonus in litteris ad me scriptis, quarum verba, quia id postulaturus videris, haud piget huc adponere. Sunt autem haec: „Perge vero in studio geographico, quo in genere litterarum nos olim φιλομάθειαν nostram ostendimus, tu πολυμάθειαν ostendes, quoties tuarum observationum aliquid edes. Atque utinam Strabonem luberet tibi recensere. Nam ego lampada cursu tibi trado et me tuum discipulum profiteor."

[3]) Album Studiosorum Academiae Lugduno-Batavae (1575—1875) ed. Du Rieu. Hagae comitum 1875 S. 100, 15.

[4]) s. Beilage. Magno vocante Casaubono.

lehnt sind. Sollte nicht in England über die Beziehung der beiden Männer noch Näheres zu ermitteln sein? Die Biographen des Casaubonus sagen darüber nichts. Und doch musste das genaue Tagebuch des großen Philologen einige Auskunft geben.

Unter den anderen zeitgenössischen Gelehrten Englands sollen auch Prideaux, Bibliothekar der Bodleiana, und Holland, der Übersetzer von Camdens Britannia, mit Clüver befreundet gewesen sein.[1] Aber auch darüber fehlt vorläufig nähere Kunde. Von einer Beziehung zu Camden selbst findet sich keine Spur.

Möglicherweise ist aus englischen Quellen noch eine vollere Beleuchtung dieses langen Aufenthaltes Clüvers in England zu erwarten. Dass er das Land recht vollständig bewandert hatte, ergibt sein Vorsatz, die alte Geographie Britanniens monographisch zu bearbeiten,[2] wiewohl die ersten Grundlagen dieser Arbeit bereits von Camden gelegt waren. Dass auch dabei die eigene Anschauung der Örtlichkeiten die entscheidende Rolle gespielt hatte, lehrt deutlich die eine wirklich gegebene Probe: die Aufklärung der arg verworrenen Topographie des Canals auf Grund eines mehrmonatlichen Aufenthaltes bei dem gastfreundlichen Commandanten von Dover.[3]

England war 1614 auch der Ausgangspunkt der letzten Reise Clüver's nach Böhmen.[4] Was ihn nochmals in dieses Land trieb, das ihm so bittere Erfahrungen eingetragen hatte, ist nicht sicher zu erkennen. Er spricht nur andeutend von einem höchst wichtigen Geschäfte, das ihn dorthin rief. Aber eine Vermuthung darf man vielleicht wagen. Eva Maria Eusebia, die Tochter des unglücklichen Georg von Lobkowitz, war nach des Vaters Hinrichtung aus der Haft im Georgskloster auf dem Hradschin entlassen worden und hatte ihren Vetter, Nicolaus von Lobkowitz, geheiratet. Die Ehe blieb kinderlos. Im Jahre 1614 starb der Gatte; mit ihm erlosch die Zbirower Linie der Lobkowitz.[5] Die Witwe ward nun die Herrin eines ansehnlichen Vermögens. Vielleicht war nun der Augenblick für sie gekommen, dem in arger Bedrängnis steckenden Clüver für sein aufopferndes Eintreten für die Ehre ihres Vaters auch thatsächlich ihre Dankbarkeit zu beweisen.

Weil er die Vollendung seines Werkes über das alte Germanien möglichst eifrig betreiben wollte, suchte Clüver diese Reise nach Prag möglichst rasch zu erledigen. Er schlug deshalb den kürzesten Weg ein über Antwerpen, Köln, Siegen, Gießen, Fulda, Hof und Joachimsthal, machte aber die Erfahrung, dass auf dieser Route die Schwierigkeiten

[1] Encyclopaedia Britannica VI.

[2] Germ. ant. I 25, 25. Antiquissimi equidem Graecorum scriptores per Cassiterides intellexerunt Britannicas insulas easque, per errorem quendam, haud procul Hispania esse crediderunt, ut alibi, si Deus coeptis benignus adjuvat, certis ostendam documentis.

[3] Germ. ant. II 127, 53. Ego equidem, quum saepius idem scil. fretum ultro citroque trajicerem, diligentiori cura latitudinem ejus notavi ac nuper quam haec eadem commentarer, generis nobilitate rerum multarum usu et animi prudentia splendidissimus Thomas Wallerus, piae memoriae, equestris dignitatis vir, arcis Dubrensis et quinque portuum in Anglia propraefectus, me per aliquot menses apud se in eadem arce per summam humanitatem detineret, occasione ea oblata quam curatissime omnes, qui certiorem aliquam rationem reddere poterant, maxime vero nautas ea de re percunctatus sum.

[4] Germ. ant. III 219, 27—36. Ante biennium quum ex gravissimo negotio Pragam mihi esset eundum.

[5] v. Wurzbach, Biographisches Lexikon des Kaiserthums Österreich 1866 XV. S. 320.

des Berglands und der üble Zustand der Wege den Vortheil der verkürzten Entfernung völlig aufhoben. Deshalb nahm er den Rückweg durch das Tiefland über Meißen, Braunschweig durch Westphalen zur Schenkenschanz an der Gabelung des Rheines.

In frühere Zeit fallen sicher die Reisen, auf welchen er nicht nur den Norden, sondern auch den ganzen Südwesten Deutschlands und der Schweiz[1]) näher kennen lernte.

Von Frankreich hatte Clüver besonders gründlich den Norden bewandert. Von den Ardennen bis in die Normandie weiß er gut Bescheid.[2]) In Sedan entstand auf die Anregung einiger deutscher Grafen der erste Entwurf des geographischen Leitfadens, welcher erst nach Clüver's Tode an die Öffentlichkeit trat.[3]) Recht oft kreuzte Clüver auf den häufigen Reisen der unsteten Jahre natürlich Holland.

Im Jahre 1615 kehrte er endgiltig dahin zurück, ließ sich am 12. März zu Leiden von Neuem immatrikulieren[4]) und leitete den Druck seiner Germania antiqua, welche 1616 erschien. Der durchschlagende Erfolg dieses gewaltigen Werkes bewies, dass die Zeit unruhiger Gährung für Clüver vorüber sei und sein Geist zu voller, kräftiger Reife sich abgeklärt habe.[5]) Gewiss hatten wenige nur in dem anscheinend ohne fest beschränktes Ziel umherirrenden Manne die eiserne Ausdauer, die beherrschende Kraft geahnt, mit welcher ein ungeheurer Quellenstoff hier bewältigt war. Dem großen Eindruck auf die wissenschaftlichen Kreise stand auch ein bescheidener Erfolg für die Erleichterung seiner schwierigen Lebenslage zur Seite. Die Germania antiqua war, wie das ältere Werk über die Rheinmündungen, den Generalstaaten gewidmet. Nunmehr erfolgte die Ernennung Clüvers zum Geographus Academicus der Universität Leiden mit 500 Fl. Gehalt.

So schwach diese Stütze auch erscheinen mag, bot doch die Honorarprofessur ihm einen festeren Halt. Er holte Weib und Kind aus

---

[1]) Germ. ant. II. 21, 28–55 (Basel) 18, 29—32 (Baden) 21, 32–36 (Wallis: Descriptio haec Caes. bell. Gall.) in tantum oppido, quod nunc vulgo Gallis Martigny, Germanis Martinach vocatur, et regioni circumiacenti omnibus numeris ac partibus convenit, ut nihil magis umquam graphice describi posse putem: si quid ego umquam oculis meis recte iudicare quivi. vgl. 26 u. 27 15, 35—37 Nyon und der Wall Caesars. Ital. ant. 333, 51 Quum ante aliquot annos Helvetiam paullo curiosiore oculo perlustrans a vico Swietz per Ezzelium montem ad celeberrimum illud coenobium, cui vulgare vocabulum Einsiedl, transirem, serenus satis aer in imis collibus erat. Mox, quantum in altitudinem ascendebam, magis magisque silvestria atque horrida loca excipiebant: ut vero paullo altius per iuga et densissimos saltus adscendi, adeo omnia contecta erant spissiori nebula, uti haud secus ac nocturno itinere diu procederem dubius, quo locorum evasurus essem: donec tandem summo adpropinquantem vertici laetissima coeli serenitas eoque splendor clarissimus excepit. Putabam tunc omnem iam nebulam solis radiis esse discussam: ideoque in loca a tergo relicta conversis oculis, lacus, quem paullo ante traieceram, magnitudinem scrutabar. Ibi primo mirari coepi immensitatem eius, ut qui multo minor transmittenti visus fuerat: mox non modo lacum sed cuncta circum montium iuga candida nebula, veluti ingenti quodam velo, contecta esse advertebam, serenis tantum exstantibus celsiorum montium cacuminibus. Tale quid igitur frequentissime in Alpium iugis visitur, nec mihi semel conspectum. — Die Bündtner Berge 345, 346.

[2]) Germ. ant. I. 110, 29. in Arduenna Vosegaque silvis item in Normannia simile genus vidi (weit zerstreute Dörfer). II 117–127.

[3]) Introductio in universam geographiam. Vorrede.

[4]) Album Studiosorum Academiae Lugd. Bat. S. 119. 1.

[5]) Germ. ant. II. 140, 26 si quid liberioris iuventutis antea in homine loco ingenuo ac liberali natu fuit, id omne iam deterbuit, totumque me ad placidissimam mentem composui.

England herüber und gieng mit Eifer in die ihm nun gegönnte stetigere Arbeit hinein, zunächst an die Vorbereitung der Geographie Alt-Italiens. In sechzehnmonatlicher emsiger Thätigkeit vollendete er die Sammlung des weitzerstreuten Quellenmateriales und vereinte es zu einem vorläufigen Entwurfe. Aber abschließen wollte er die Beschreibung nicht ohne noch einmal das Land bewandert, aus eigener Anschauung die Lage seiner wichtigsten Siedelungen, den Zug der alten Straßen kennen gelernt zu haben. Es gelang ihm eine Reiseunterstützung von der Universität Leiden zu erhalten. So machte er sich denn Mitte Dezember 1617 auf den Weg, begleitet von dem jungen Hamburger Lucas Holstenius, dem dereinstigen Bibliothekar der Vaticana (1596—1661).[1] Zu Fuß durchzogen die beiden Gelehrten auf einjähriger Wanderung ganz Italien und Sicilien. Clüver führte mit größter Gewissenhaftigkeit ein genaues Tagebuch auf dieser Reise und er legte selbst solchen Werth auf diese Aufzeichnungen, dass er sogar seinem Wandergefährten sie nie zur Benutzung überlassen mochte. Holstenius bot nach Clüvers Tod Alles auf, in den Besitz dieses Tagebuches zu gelangen. Dies glückte ihm, wie aus einer Stelle seiner Anmerkungen zu Clüvers Werke zu ersehen ist.[2] Da große Theile seines Nachlasses in italienischen Bibliotheken sich erhalten haben, — namentlich beträchtliche Reste seines ausgedehnten Briefwechsels in der Bibliotheca Barberini — ist die Hoffnung nicht aufzugeben, dass Clüver's Tagebuch noch einmal in Italien zum Vorschein kommen wird. Vorläufig müssen wir seiner werthvollen Unterstützung noch entrathen.

Auch das Stammbuch des Holstenius bietet für die Geschichte der italienischen Reise geringere Hilfe, als man erwartet. Es bestimmt nur die zeitlichen Grenzen der Reise durch einen dichterischen Abschiedsgruß des Petrus Scriverius[3] vom 10. Dezember des julianischen Jahres 1617 und die erste nach der Heimkehr in Leiden erfolgte Ein-

---

[1] Das Stammbuch des Holstenius Analecta monumentorum omnis aevi Vindobonensia opera Adami Franc. Kollarii Vindobonae 1761, I 1190 trug Clüver die Worte ein [illegible] Sallustius „Is demum mihi vivere atque frui anima videtur, qui aliquo negotio intentus praeclari facinoris aut artis bonae famam quaerit.“ [illegible] Juveni Lucae Holstenio, comiti mihi nuper per omnem Italiam Siciliam, in moni[illegible] intentoris affectus [illegible] hoc al[illegible] libens meritoque adposui Philippus Cluverius Lugduni apud Rhenum IV. Id. Jun A. 1622.

[2] Lucae Holstenii epistolae coll. J. Fr. Boissonade Paris 1817, S. 15 Exstabant apud D. Cluverium ephemerides itineris nostri Italici, conscriptae elegantissime a Germanico quodam Cluverio maioris formae. Continebantur iis omnes [illegible] ductus atque locorum distantiae quae toto illo difficillimo itinere observamus. Mihi a Cluverio [illegible] exscribendi copia obtingere potuit, credo propter eius occupationes, tam quod [illegible] uteretur. — Obtestor te per tuam humanitatem, ne tali [illegible] illius itineris fructu me penitus privari patiaris, quod sane fiet, si illo memoriae subsidio mihi carendum fuerit. Vgl. Annotationes in Italiam Antiquam Cluverii Romae 1666, S. 283.

[3] Das Abschiedsgedicht des Scriverius vgl. a. a. O. in den Analecta Vindobonensia. Die Eintragungen von der Reise selbst konnte ich in der Handschrift auf der Wiener Hofbibliothek nachlesen. Sie lauten: Bl. 85 Praesens [illegible] Gaspar Scioppius Caesareus et Regius Consiliarius benevolentiae causa scribebam Mediolani 10 Septembris anno 1618. — (Bl. 3 [illegible]. Omne solum forti patria est, ut piscibus aequor. Et volucri vacuo quicquid in orbe patet. In signum gratae memoriae et dulcis conversationis ornatissimo et doctissimo iuveni [illegible] Lucae Holstenio Hamburgensi ex Italia una cum Magno Geographo D. Philippo Cluverio redeunti adscripsi Ego Fortunatus Sprecherus a Berneck Ictus et Eques Clavennae Rhaetorum ubi Gubernator eram A. 1618. Septembris. — (Bl. 1 [illegible] toto. Johannes Guerus a Wenneck, Eques Raetus amoris ergo scribebam Curiae A. 1618, mense Septembri.

zeichnung, welche vom November 1618 datiert ist. Von der ganzen Reise selbst finden sich in diesem Album nur drei Einzeichnungen, welche Zeit und Weg der Rückreise bestimmen: die des Caspar Scioppius in Mailand vom 10. September (offenbar nach gregorianischem Kalender), die Fortunat Sprechers in Chiavenna vom 11. September (augenscheinlich des julianischen Jahres) und eine von Johann Guler von Weineck aus Chur, die ebenfalls noch aus dem September 1618 (nach julianischer Rechnung) herrührt. Somit hat Clüver auf seiner Heimreise die genaue Bekanntschaft mit der Splügenstrasse gewonnen, welche sein Werk verräth,[1] während er auf seiner früheren italienischen Reise den großen St. Bernhard überschritt.[2] Nur für diese beiden Alpenpässe ist eine eigene Anschauung bei Clüver nachweisbar. Auf sie bezieht sich seine Bemerkung, er habe den Anstieg aus Italien zur Alpenhöhe bald 30, bald 50 Millien (12½ Meilen) lang gefunden.[3] Schon diese Beschränkung der Extreme der Anstiegslänge schließt eine Begehung des Brenner sicher aus; noch bestimmter spricht im gleichen Sinne die irrige Vorstellung Clüvers von der Lage der Eisackquelle im Pragser See.[4]

Wenn so bei der älteren Italienfahrt der Eintritt in dies Land, bei der späteren Reise (1618) die Heimkehr quer durch die Alpen führte, scheint Clüver auf der älteren Reise Italien mit östlicher Umgehung der Alpen verlassen, bei seiner zweiten Wanderung mit westlicher Umgehung des Hochgebirges erreicht zu haben. Die verschwindenden Gewässer des Karst stellt er schon auf der Karte von Noricum 1616 so dar, wie er sie im späteren Werke in lebendiger Anschauung beschreibt. Und dass er mitten im Winter auf der Jahreswende zwischen 1617 und 1618 nicht einen Hochgebirgspass überschritt, sondern der Straße des ligurischen Ufers aus der Provence nach Genua folgte, wird durch die Jahreszeit wahrscheinlich, durch sein eigenes Zeugnis über die genaue, durch eigene Bewanderung gewonnene Kenntnis der Riviera gewiss.[5]

Nur für diese Wege über und um die Alpen ist eine sichere Scheidung der älteren und der späteren Reise möglich. Innerhalb Italiens selbst ist diese Sonderung beider Wanderzüge nicht mehr durchführbar. Die Andeutungen in Clüver's Werken gestatten indess vielfach eine Feststellung der von ihm begangenen Strecken. Beiliegende Karte versucht sie übersichtlich darzustellen mit Unterscheidung der fest verbürgten und der nur vermutheten Routen.

Clüver hat den ganzen Küstensaum Italiens von der Mündung des Var bis nach Triest mit einziger Ausnahme des tarentinischen Golfes und der apulischen Halbinsel,[6] ebenso den Umfang Siciliens

---

[1] Italia antiqua 125, 13 — 32. 345, 346.

[2] Germ. antiqua II, 23 — 25 27, 22 — 32 (dazu die Karte). Die genaue Kenntnis dieses Bernhard-Weges verleitete Clüver dazu, hierher den Alpenübergang Hannibals zu verlegen. Italia ant. 368, 369.

[3] Italia ant. 333, 33.

[4] Italia ant. 122, 39. 140, 48. Dazu die Karte von Vindelicien.

[5] Italia ant. 64, 16. Villae Francae portus etiam maximarum, quas ibi conspexi, navium capax. 66, 28 — 41. 69, 2. 73, 36 — 38.

[6] Spezzia 456, 28—54. (Vgl. Holstenius Annotationes S. 25 f.) Arnomündung 467, 22—24. 468, 22. Populonia 471, 23—25. Vetulonia 472, 6—22. lacus Prelius 475, 7—21. Mons Argentarius 479, 7—26. Centumcellae (Civ. Vecchia) 482, 1—3. 54—57. Graviscae 484, 25—28. Monte Alto 485, 40 ubi antiquas Romanorum inscriptiones conspexi. 486, 20—44. Castrum novum 488, 23—26 antiqui castelli vestigia fluctibus

vollständig umwandert und auch das Innere beider Länder auf zahlreichen Routen durchzogen. In Oberitalien scheint ein an den älteren Bernhard-Übergang anknüpfender Wanderzug über Ivrea, Turin, Asti, Tortona, Piacenza auf die via Aemilia und an ihr entlang zur Ostküste zu führen, während Venedig einen Centralpunkt für ein theils der älteren theils der neueren Reise angehöriges Routennetz bildet, welches durch das nur mit geduldiger Sorgfalt zu entwirrende Stromgeäder des Podeltas südwärts nach Bologna und Ravenna reicht, östlich über Aquileja den Karst berührt, nordlich mindestens bis Feltre und Trient in die Alpen eindringt, westwärts über den Südrand des Gardasees, Brescia, Bergamo nach Mailand führt, von wo Clüver über den Comer See den Heimweg nach dem Splügen antrat, nicht ohne lohnende Seitenblicke in die Thäler Veltlin und Bergell.

Mittelitalien hat Clüver auf mehreren Straßen durchquert. An den Erdfeuern von Pietramala vorüber scheint er den Apennin einmal in der Richtung Bologna-Florenz überschritten zu haben. Zwischen Florenz und Rom lassen sich deutlich zwei Wanderzüge unterscheiden, beide berühren den See von Bolsena. Der westliche führt vorüber an Volterra, Monte Cerboli, Massa, Grosseto, das Trümmerfeld von Rusellae, Saturnia, Sovana, Mezzano nach Bisenzo und schließt sich jenseits des Sees von Bracciano an die Via Clodia an. Der östliche folgte im wesentlichen der Via Cassia und ermöglichte einen Abstecher nach dem Schlachtfelde am trasimenischen See. In ganzer Ausdehnung bewanderte Clüver die Via Flaminia von Fano bis Rom[1] und knüpfte an diese Tour anscheinend eine Wanderung ins Innere Picenums über San Severino, Urbisaglia, Fallerona. Die Via Salaria begieng Clüver über

marinis obruta. Caere 489, 24—495, 12 ipsa facies loci exactae Vergilii descriptioni hodieque respondet. Santa Severa 496, 13. Santa Marinella 497, 1. Santen am Tiber 500, 44. 882, 33. Portus Augusti 877, 30—35. Circei 997, 54. 1002, 4. Pomptinische Sümpfe 1005, 43. Terracina 1011, 33—37. 1012, 27. Sessa 1022, 3—6. Capua 1071, 54. Ruinen von Minturnae 1074, 28—37. Lautulae 1080, 42. [illegible] 1097, 5. Liternum 1099, 7—11. 30—43. Phlegraeische Felder 152, 10. 1107—1152. Fuss des Vesuvs 1154, 49. La Cava 1190. 1191. Salerno und Paestum 1190, 14. Ego equidem iter per oram maritimam a Salerno ad Silarum ter faciens, quamvis diligentissime de Picentiae situ incolas percunctatus sim, tamen nihil certi ex iis investigare potui. Dazu vgl. Holstenius Annotationes 263. Portus Alburnus 1251, 45. Vgl. [illegible] Posidium und Insel Leucosia 1258, 8. 1259, 3. Velia 1260, 3—16. Pyxus 1261, 28—32. Laus und Cerilli 1262, 32—74. Tempsa 1286, 4. Terina 1287, 49. Vibo 1291, 22. Medma 1292, 36. Scylla 1281, 34. Rhegium 1300, 33. Caulonia 1304, 28. Mystia 1305, 12. Stilo 1305, 35. Santa Severina 1315, 16. Sybaris 1263, 27—31. Von hier ab fehlen Anzeichen für Clüvers Autopsie längs der Küste des tarentinischen Golfes, besonders auffallend bei Tarent selbst. Der südlichste Punkt der Ostküste Italiens, den Clüver erreichte, war Egnatia 804. 1210, 51. Lagunen von Sapi 1211, 40. Arpi 1219, 58. Campo Marino. Cliternia 1208, 1 oppidulum sine moenibus aedibusque semirutis, in quo pernoctavi. 1206, 20. Guasto d'Ammone (Histonium) elegans oppidum. Hatria 746, 54. Castrum novum 736, 15. Albulates [illegible] de cuius nomine quum ipse coram incolas percunctarer, responderunt nomen esse ad Lacrate, quod sane quam proxime ex antiquo illo vocabulo pronunciavit; nos quippe Neapolitani regni incolis est l literam ante a convertere in u, quod et Galli faciunt. Tronto-Mündung 732, 10. Potenza-Mündung 731, 16. Numana 730, 32. Ancona 729, 47. 730, 12. Rubicon 296. 297. Ravenna 301. 307. Hatria 135, 24. Venedig 145. 157. Altinum 161, 27. Aquileja 183, 15. Timavus 189—195. Besonders genaue Ortsbeschreibung — Formio (Risano) 198, 31.

[1] Die Nachweise für die einzelnen Routen, für deren Ermittlung die vorhergehende Anmerkung als methodisches Beispiel dient, sind im Allgemeinen leicht zu finden. Deshalb beschränken sich die Noten nunmehr auf Hervorhebung mancher für Clüver als Reisenden und Beobachter charakteristischer Einzelheiten. 617, 46 Bestätigung der Entfernung Helvillum — ad Calem: Cagli, nam hodie quoque hoc

Rieti bis Aquila, die Via Valeria[1]) von der Pescara-Mündung über Sulmona den Fuciner See und Tivoli bis Rom und durchkreuzte die Campagna in verschiedenen Richtungen. Die Via Appia führte ihn nach Campanien, aber auch den Thalweg der Via Latina hat er berührt und den neapolitanischen Apennin auf wenig begangenen, unsicheren Pfaden durchzogen.

Die Dürftigkeit der eilig abgeschlossenen Beschreibung Unteritaliens erschwert hier das Erkennen von Clüvers Wegen sehr. Fest steht die Verfolgung der Via Appia von Capua über Benevent zum Aufidus und der Besuch des Lago d'Amsanto.[2]) Von südlicheren Routen tritt am deutlichsten hervor die Via Popillia längs des Tanagro-Thales (Val di Diano) vom Sele bis zum Crati (Gebiet von Sybaris).

Von der Anordnung der Reisewege findet man nur auf Sicilien einzelne Andeutungen. Die Umwanderung der Insel begann an der Nordküste und führte über die Westspitze und den Süden zur Ostküste zurück. Die Mitte des Nordufers wurde im April 1618 begangen, der Fiume freddo bei Taormina im Mai überschritten.[3])

Demnach ist es wahrscheinlich, dass Clüvers Reise in den ersten Monaten des Jahres 1618 ziemlich vollständig an die Küste des tyrrhenischen Meeres sich hielt, nach der Rückkehr aus Sicilien ein den Golf von Squillace und das Val di Diano durchziehender Bogen die Reisenden nach Neapel zurückführte, dann eine nach Apulien ausgreifende Tour sie an die Ostküste der Halbinsel brachte und von dort die Via Valeria durch die sabellischen Landschaften zum Rückweg nach Rom gewählt wurde. Die Rückreise von dort erfolgte sicher auf der Via Flaminia, berührte Venedig, Mailand und den Splügen. Selbst

intervallo numerantur vulgo XVII millia; at ipsemet ego pede meo permensus sum revera XVIII (613, 15). Petra Pertusa (Furlo Tunnel), ubi altissima durissimaque rupes ingenti praecipitio Metaurum stringens ferro perforata est, in longum, ut doctissimus comes itineris mei Italici, Lucas Holstenius Hamburgensis, juvenis propriis passibus suis dimensus est, ad XXXV passus, in latum V, totidemque in altum.

[1] Italia ant. 769, 43; 776, 4: circa oppidum, cui vulgare vocabulum Tagliacozzo, ... testes quidam potatu turgidos efficiant gutturès ... Certe non in Medullorum tantum natione (Vitr. VIII 3), sed in omni fere Alpium tractu turgidis hodie conspiciuntur gutturibus homines, et item qui ad radices horum montium incolunt, ut Genevensi oppido apud lacum Lemanum. Nec tantum circa Taliacottium hodie visuntur hujusmodi mortales strumosi: sed et circa oppidum, cui vulgare etiam nomen Olevano, inter Sublaqueum et Praeneste situm natos homines vidi cum strumis (Theil der Beweisführung über die Grenzen der Aequer).

[2] Italia ant. 1203, 41; 1201, 40. Plinius erzählt, wer in den »lacus Ampsancti ad Mephitis aedem« niedersteige, sei des Todes. Ridiculum hoc sane. Quis enim reperiatur nisi mente tota captus, homo, qui aquas intrare velit, quae aterrimo colore odoreque teterrimo, in medio lacus, qui triangula est forma, circuitu modico, ad viri proceritatem ingenti cum fragore ebulliant. Sane quum ad eum ego accederem, e longinquo jam ad mille passus odor ejus occurrebat, cavebam summa diligentia ne quid mali contraherem. ... Nec silvis circumdatus lacus, nisi quod haud procul vallis, in septemtriones producta, utrimque nemoribus vestiatur. At id in lacu maxime mirandum, quod, quum aqua tanta vi in tantam altitudinem eructetur, nunquam tamen lacus excrescat, sed aqua perpendiculariter in voraginem suam recidat.

[3] Sic. ant. 50: totam pede meo circumgressus insulam. 186: Ego vero ab oppido Spaccaforno Avolam versus atque Syracusas tendens amnem hunc in mediterraneo per saxosum confragosumque et mirifice exesum alveum delabentem ingentem fragorem edere expertus sum. 115, 116: Ejusdem fateor, tantum in hoc ... flumen (Fiume freddo), quum id nudis pedibus vaderem, deprehendisse mense Maio, quo in Sicilia satis calet, frigus, uti febrim me inde contracturum vehementer metuerem.

wenn man nur diese mit Sicherheit dem Jahre 1618 angehörigen Touren in Anschlag bringt, alle anderen Routen der älteren Reise Clüvers zuspricht, kommt für die 8½ Monate, welche zwischen dem Eintritt in Italien bei Nizza und der Überschreitung des Splügen verflossen, ein Wanderzug von 3700 Kilometer zu Stande. Aber gewiss war die thatsächlich von den Reisenden durchmessene Wegstrecke noch wesentlich bedeutender.

Die Reise war überaus anstrengend, geradezu aufreibend. Die eiserne, durch ein langes Wanderleben gestählte Gesundheit Clüvers scheint hier den ersten schweren Stoß erlitten zu haben durch die unregelmäßige und oft unzweckmäßige Ernährung, durch manches Nachtquartier unter freiem Himmel, nicht minder durch die Aufregungen, welche die ernsten Gefahren beim Begehen unsicherer Landschaften unvermeidlich mit sich brachten. Doch fehlte es auch nicht an erhebenden, aufmunternden Eindrücken. In vielen Centren der Cultur ward Clüver ehrenvoll und gastlich empfangen. Namentlich in Venedig, dessen Gebiet er mit besonderer Aufmerksamkeit durchforschte, scheint er freundliche Beziehungen mit hervorragenden Persönlichkeiten geschlossen zu haben. In Rom und in Bologna wurden ihm glänzende Anerbietungen gemacht, um ihn dauernd zu fesseln. Er schlug sie ohne langes Besinnen aus. Ernster erwog er eine Anregung, welche auf der Heimreise in Graubündten an ihn herantrat. Im Veltlin plante man damals die Begründung einer Universität. Für sie wollte man Clüver gewinnen. Eine Weile schwankte er. Dann wies er auch diesen Antrag zurück und ließ sich durch das Zureden der Freunde und die Hoffnung auf eine kleine Gehaltserhöhung bestimmen, dem Leidener Wirkungskreise treu zu bleiben.

Er ist dort aber seines Lebens nicht mehr froh geworden. Seine Frau fand er schwer leidend an den Folgen der zweiten Entbindung, und mitten in dem Jammer ihres Siechthums musste er die Verarbeitung seiner Reiseergebnisse beginnen, vielfach noch gehemmt durch die Sorge um den Erwerb, die ihn zum Ertheilen von Privatunterricht drängte. So schritt die Arbeit langsamer vor, als er gehofft.

Mit ziemlich frischem Zuge vollendete er noch 1619 die Sicilia antiqua, welcher er die Stoffsammlungen für die nicht besuchten Inseln Sardinien und Corsica beigab.

Aber die Italia Antiqua ist ganz geschrieben unter dem harten Druck des häuslichen Elends, das sich steigerte, als auch ihn selbst eine unheilbare Krankheit ergriff. Der einst so kraftvolle schöne Mann war nicht mehr wieder zu erkennen. Zum Skelett abgemagert, von der Macht der Krankheit gebeugt, erledigte er mühselig von Tag zu Tag ein kleines Pensum seiner Riesenarbeit. Noch ehe die letzten Correcturbogen durch seine Hand giengen, nahte sein Ende. Ruhigen Sinnes vernahm er vor den Freunden, die um sein Schmerzenslager standen, den Spruch des Arztes, dass menschliche Kunst im Kampfe gegen sein Leiden nun erschöpft und seine Tage gezählt seien. Gefasst und voll Gottvertrauen schied er aus dem Leben am letzten Tage des Jahres 1622. Seine Gattin war schon vor ihm ihren qualvollen Leiden erlegen. Die unmündigen Kinder, eine Tochter und ein Sohn Sigismund, blieben im Elend zurück. Ihre einzige Stütze war die Großmutter von mütterlicher Seite. Die alte Frau wendete sich mit den Kleinen nach ihrer Heimat England, um dort in einem aussichtslosen Rechtsstreit Ansprüche auf eine Erb-

schaft geltend zu machen.[1] Von all den Freunden, die im Leben sich um Clüver geschaart, waren nur wenige bemüht, das Los der Hinterbliebenen zu erleichtern. Holstenius klagte bitter über die Elzevirs, die aus Clüvers Werken schöne Erträge herausschlugen und seine Familie in bitterer Noth hilflos verkümmern ließen.

Es macht einen peinlichen Eindruck, zu sehen, wie Clüvers Hauptwerk, in der Hoffnung, den Hinterbliebenen ein Almosen zu erbetteln, dem Dogen und dem Senat Venedigs gewidmet wurde, wie Clüver selbst dem ärztlichen Freunde, der ihm in seinem Siechthum treulich beigestanden, nicht anders seine Dankbarkeit bezeugen kann, als durch die Schenkung eines früher nie für druckreif erachteten Manuscriptes an den Sohn dieses Freundes. Auch diese Arbeit, die Introductio in universam geographiam, ward einem venetianischen Edelmanne, Dom. Molin, gewidmet, um dessen mildthätige Hand für die Hinterbliebenen zu öffnen. Viel Erfolg scheinen diese Versuche nicht gehabt zu haben.[2] Die letzten erhaltenen Nachrichten entrollen nur ein trostloses Bild des Elends, in welchem Clüver's Angehörige zu Grunde giengen. Noch lebte in guten Vermögensverhältnissen Clüver's Mutter, aber auch sie scheint für die Unglücklichen nichts gethan zu haben.

---

[1] Ger. Joh. Vossii Epistolae coll. Paulus Colomesius. Aug. Vindel. 1691 S. 58: Non possum non magnopere dolere propter immaturum obitum Cluverii nostri. Nam et amicum amisi, quocum multos annos coniunctissime vixeram, et video, quantum damnum morte eius fecerat Respublica literaria. Accedit quod reliquit liberos parvulos, utroque parente orbatos ac in re tam angusta adeo, ut quo pacto honeste possint educari equidem non videam. Paululum tamen me recreat ac reficit, quod puerorum avia superest, bona femina, gente Britannica atque, ut intelligo, honesto admodum genere orta. Ea nunc in patriam redire parat, eo animo, ut periculum faciat, num tempore bona valeat, in quae alios inique involasse conqueritur. Utinam per te (iam Lancelotus Andrewsius Episcopus Wintoniensis) vel per amicorum tuorum aliquem, uni alteri eorum, quorum est de talibus iudicium ferre, serio commendetur, ut, si causa aequa est, facilius, quod cupit, obtineat. — Holstenii Epistolae S. 7. 10 Jan. 1624. London an Meursius: hanc ad te scribendi necessitatem pietas, quam Cluverio nostro [illegible] debeo, mihi imposuit. Quum enim socrus eius cum liberis in extrema paupertate hic vivit amicorum incuria atque negligentia ita, ut non habeant, unde vitam sustentet, facere non potui, quin eius rogatu tibi significarem, quo miseriae devenerit. Nosti quocum viatico in Britanniam ablegata fuerit, quod in unum alterumve mensem, praeter molestum et difficile iter, vix sufficiebat. Verum Elzevirus discedenti promiserat, se prospecturum, ne quid rerum necessariarum deficeret, at ille hactenus nihil quidquam suppeditavit, neque verbum quidem rescripsit ad crebras illius literas, quibus de gravissimis rei familiaris angustiis conquesta est. ... Filiola ante aliquot septimanas gravissime aegrotabat, tum, quum frigus saeviret maxime, at miserae illi viduae neque ignis neque victus domi erat, qui eam foveret. Dici non potest, quam id fuerit luctuosum spectaculum ... nisi senatus Academicus aut testamenti curatores miseris illis in tanta inopia mature succurrant, profecto non video, quinam ad mensem victuri sint. Mater Cluverii quae Dantisci vivit opibus, ut audio, abundat. Sie und Elzevir hätten die nächste Pflicht zu helfen. — 22—25. 22 Febr. 1624. Neuer Hilferuf. Schilderung des bittersten Elends. Clüver's Töchterlein bereits gestorben, der Sohn schwer krank, nur noch ein Schatten. Hoffnung auf die Leidener Universität, auf Clüver's Mutter, auf Venedig und Molin. Sed de Elzeviris magis miror, qui maximum ex alieno labore lucrum percipientes tam molesta ne dicam scelesta, fide cum heredibus Cluverii agunt. An nihil pro sexennii integri labore persolvere tenentur? An ex libris, ceteraque supellectili nihil pecuniae redit? Aut si redit, cur non transmittunt? 26. Meursius schickt 80 Gulden. Der Schluss des Trauerspiels ist nicht überliefert.

[2] Ein Brief Dom. Molin's, der in Meursius Werken XI 387 abgedruckt ist, spricht das Bedauern über Clüver's Tod aus und bezeichnet so lebhaft die Oberflächlichkeit dieser Freundschaft, dass das Unterbleiben jeder weiteren Erwähnung Clüver's in dem rege fortdauernden Briefwechsel zwischen Meursius und Molin gar nicht überrascht.

So endete vorzeitig verzehrt ein arbeitsreiches Gelehrtenleben, dessen unermüdlichem Streben äußerer Lohn völlig versagt blieb. Um so schwerer wiegt die Frage: Was hat Clüver für die Wissenschaft geleistet, welcher er mit Aufopferung glänzender Jugendhoffnungen seine Kraft geweiht hat?

Ziel des wissenschaftlichen Strebens.

Am vollkommensten hat Clüver selbst den Platz, welchen er in der Wissenschaft auszufüllen gedachte, abgegrenzt in der schönen Vorrede seiner Germania antiqua.[1] Ihr von Sallustischen Anklängen durchwehter Eingang enthält das Gelöbnis, nach den stürmischen Jugendjahren die reife Manneskraft zu sammeln zu ernstem Schaffen fern vom politischen Treiben, in stiller wissenschaftlicher Arbeit. Der ursprüngliche Gedanke an eine politische Laufbahn hatte Clüver zum Studium der Geschichte geführt und dabei war er aufmerksam geworden auf die Mangelhaftigkeit der geographischen Grundlagen, welcher jede eindringende historische Forschung nicht entrathen kann. So entschloss er sich, der Geschichte des Alterthums und seiner Geographie seine volle Kraft zu widmen. Die selbständige Vertiefung in die alten Quellen offenbarte ihm schnell die großen Schwächen der in ihnen niedergelegten geographischen Anschauungen und gab ihm die feste Überzeugung, dass zum Aufbau einer alten Geographie nicht eine Compilation antiken Quellenstoffes genüge, sondern dessen Mangel ergänzt werden müssten durch eine vollkommenere eigene Kenntnis der Länder des alten Culturlebens.

Die Klarheit, mit welcher Clüver bei allen Streitfragen die Entscheidung in die eigene Ortsanschauung verlegte, gab ihm eine Unabhängigkeit des Urtheils über die alten Schriftsteller, welche ganz verblüffend und geradezu verstimmend auf viele Zeitgenossen wirkte. Hugo Grotius war ganz entsetzt über die respectwidrige Art, wie Clüver mit den gefeiertsten Schriftstellern umgieng und über deren geographische Irrthümer Gericht hielt.[2] Die naive Unerschrockenheit, mit der Clüver so oft im Leben gehandelt, blieb ihm auch eigen in der Wissenschaft.

Am entscheidensten war der Bruch mit der Autorität des Ptolemaeus. Ihn hatte die deutsche Geographie des 16. Jahrhunderts wieder zu Ehren gebracht und in gewissem Umfange mit Recht. Als die Entdeckung der Neuen Welt die Schranken des geographischen Horizontes erweiterte und der Geographie die Aufgabe erwuchs, die neu entdeckten ozeanischen Länder auf der Oberfläche des Globus an dem ihnen gebührenden Platze zu verankern, da erwies sich die von den Italienern so erfolgreich im Mittelmeere und auch noch am ozeanischen Ufer Europas geübte Methode der Koppelung der Schiffcurse als unzureichend. Man musste wieder zu Gradnetzkarten sich erheben und dabei anknüpfen

[1] Praefatio ad lectorem, de geographia antiqua e tenebris, in quibus penitus obvoluta latet, eruenda 12 S.

[2] Andreae [illegible] ad Bern. Mattium Epistolae Lugd. Batav. 1695 S. 132–136. Brief von Grotius an Joh. Is. Pontanus über Clüver's Germania. Deprehendendi alios magna eum tenet prurigo. Quem morbum eo patientius in ipso, qui vivunt, ferre debent, quod Caesar, quod Strabo aliique praestantissimi auctores saepe ab illo scilicet ignorantiae aguntur rei, cum quibus una culpari id vero mihi videtur esse laudari.

an das alte Vorbild des Ptolemaeus, und zwar nicht nur an die Formensprache seines Gradnetzes, sondern auch an dessen sachlichen Inhalt. Denn man verfügte zunächst über keine andere Grundlage für die Schätzung des Abstandes, der Westeuropa von Ostasien trennte, für die Beurtheilung der Landvertheilung der alten Erdhälfte auf dem Globus. Aber es war ein Rückschritt, der Darstellung des Ptolemaeus noch einmal einen Einfluss zu gönnen auf die Gestaltung der Umrisse der einzelnen Länder Europas und die moderne Länderkunde fördern zu wollen im Anschluss an neue Ausgaben des Ptolemaeus.

An seinen Ansätzen im einzelnen bessern, das Verschobene zurecht rücken zu wollen, war ganz aussichtslos.[1] In voller Schärfe fordert Clüver nun als erster die Trennung des wirklichen Bildes der alten Culturländer von der Anschauung, wie sie vor der Seele eines einzelnen alten Schriftstellers stand. Er hat selbst die ersten Versuche gemacht zum Entwurfe von Karten, die, unbekümmert um die Wirklichkeit, lediglich die Vorstellung eines Autors wiederspiegeln sollten.[2] Was bei Ptolemaeus unmittelbar durch den Text gegeben ist, dachte er als unerlässliches Hilfsmittel für das eindringende Verständnis des Strabo noch neu zu schaffen. Erst Karl Müllers schöne Ausgabe hat bekanntlich diesen Gedanken in unserer Zeit zur That erhoben. Nur solch eine entschiedene Sonderung der starken subjectiven Elemente in den alten geographischen Quellen von dem objectiven Thatbestande vermochte die bisher übliche verwirrende Kreuzung moderner und antiker Länderkunde, die beiden gleich schädlich war, aufzuheben und beide auf so selbständigen Boden zu stellen, dass sie in freier Entwicklung sich gegenseitig fördern konnten.

Die Bemühung, bei jedem Quellenschriftsteller die ihm eigenen Ansichten ohne Einmischung späterer Fortschritte des Wissens in schärfer Isolierung zu fassen, war der richtige Ausgangspunkt für die Beurtheilung der einzelnen Quellen. Sie fiel besonders ungünstig aus für Ptolemaeus. Sowie Clüver erkannte, dass selbst für Gebiete, die dem Alexandriner nahe lagen, wie z. B. Cypern, dessen Angaben nur mit Vorsicht verwendbar seien und an Werth hinter Strabos Schilderung zurückstunden, folgerte er sehr richtig, dass es mit der Darstellung Mitteleuropas bei Ptolemaeus noch viel übler aussehen müsse. Ein Blick auf Gallien, dessen alte Geographie in den großen Grundzügen feststand, bestätigte vollauf diesen Argwohn. Grund genug für Deutschland, auf Ptolemaeus möglichst wenig zu bauen.

Große Achtung zollte Clüver dem Werke Strabos. In seiner Anlage fand er das eigene Ideal einer historischen Geographie am ehesten verwirklicht. Aber wie unzulänglich Strabos Kenntnisse außerhalb des Mittelmeergebietes waren, entging ihm nicht. Von Mela und Plinius hatte er bei aller Zusammenhangslosigkeit und Dürftigkeit ihrer Nachrichten eine ziemlich vortheilhafte Meinung. Dagegen unterschätzte er die Itinerare. Er hielt ihre Überlieferung für stärker verdorben als sie

[1] Germ. ant. II 39, 20. Nec Mercatoris hic probo institutum, qui in tabula Galliae populorum, iuxta hoc tractu et oppidorum vocabula alio posuit ordine quam apud Ptolemaeum legerat, alius quippe est operis errores geographi indicare, alius tabulas ad mentem eius delineare.

[2] Holstenii epistolae 231 (an Peirescius). Laudo iudicium tuum de tabulis ad auctorum mentem conficiendis, nam qui singula in unum congerunt, monstra et chimaeras conflant. Cum enim ipsi auctores plerumque diversum sentiant, quomodo in una eademque tabula explicari et illustrari possunt? Straboniis tabulis me hortatur Cluverius: iis enim, tamquam anima et spiritu, summus auctor hactenus destituitur.

wirklich war, weil er mit einem falschen Schlüssel an ihre Lesung herantrat. Er rechnete mit seinem ganzen Zeitalter irrig 4, statt 5 römische Millien auf die deutsche Meile und fand deshalb allenthalben die alten Straßenmessungen zu hoch.[1]

Wenn er auch in diesem Falle infolge eines folgenreichen Grundirrthumes den Spielraum der Textkritik für größer hielt als er war, erwuchs doch thatsächlich für Clüvers Aufgabe eine sehr bedeutende Erschwerung dadurch, dass neben den wirklichen Irrthümern der alten Schriftsteller noch eine Menge erst durch die Überlieferung erzeugte Fehler ihre Texte entstellten. An deren Verbesserung hat Clüver selbst eifrig gearbeitet, theils durch Vergleichung von Handschriften, wo er deren habhaft werden konnte,[2] theils auf dem Wege der Conjecturalkritik. Hierin gelang ihm mancher glänzende Treffer, aber viel zahlreicher sind allerdings die irrigen Vermuthungen, zu denen ihn seine Kühnheit fortriss. So gestaltete sich bei der Fülle des zu bewältigenden Materials, das er in erstaunlicher Vollständigkeit beherrschte, seine Thätigkeit im einzelnen vielfach zu streng philologischer Textforschung.[3] Aber hiebei verlor er doch nie das größere Ziel aus dem Auge, das Ganze des geographischen Bildes, das er entwerfen wollte.

Hier schied sich sein Weg deutlich von dem der nächsten Vorgänger, welche zwar nicht an den gleichen, aber doch an verwandten Aufgaben gearbeitet hatten. Clüver bezeichnet selbst klar und gerecht die Unterschiede, welche seine Arbeit von den älteren Versuchen anderer trennten. »Auch alle antiken Autoren zusammengenommen können nichts nützen und bieten nur reine Räthsel, wenn man nicht zuvor dem alten Thatbestand den gegenwärtigen gegenüberstellt und den einen durch den andern erläutert. Aber wer hat bis heute diese unendlich mühevolle Arbeit geleistet? wer hat sie auch nur ernsthaft versucht? Ich kenne keinen.« Wohl hätten — fährt er fort — die Erklärer einiges bei den Classikerstellen zur geographischen Deutung bemerkt, aber bei solchen vereinzelten Versuchen selten das rechte getroffen. Andererseits sei der Localpatriotismus thätig gewesen, in monographischen Darstellungen kritiklos aus Quellen ganz ungleichen Werthes Alles zusammenzubringen, was einer Gegend den Glanz einer großen Vergangenheit verleihen könne. Aber diese ganzen, von Fabeln durchwobenen Ortsgeschichten bedürften dringend einer strengen kritischen Sichtung von einem höheren, allgemeineren Standpunkte aus.

Eine ganz umfassende Aufgabe universaler antiker Länderkunde hatte sich nur einer bisher gestellt: Abraham Ortelius in seinem Thesaurus geographicus. Aber dieser »betriebsame, in der Arbeit ausdauernde Mann« begnügte sich seinem eigenen Geständnis nach damit, fremde Meinungen ohne eigenes Urtheil zusammenzutragen. So gewährte, wie Clüver mit Recht betonte, sein geographisches Lexikon gerade in Fällen, in denen man Rath suchte, keine auf eindringender Untersuchung ruhende Belehrung, sondern einen Schwarm widersprechender Vermuthungen. Und wo er zu eigener Entscheidung gezwungen war, in seinen Karten der alten Geographie, wimmelte es von groben Fehlern. »Und doch« — lenkt Clüver

[1] Germ. ant. I 5, 38 50 Introductio 19

[2] It. ant 301, 12. sic ipse passim in celeberrimis Italiae, Galliae et Britanniae bibliothecis reperi.

[3] Sic. Ant Vorrede multa etiam corrupta ac depravata auctorum loca restituuntur Ita, uti plane philologicae hae commentationes nostrae haud immerito appellari possint.

ein — »wird dieser nicht nur von der Menge, sondern von großen Männern für den bedeutendsten Geographen unseres Zeitalters gehalten. Nicht ohne Grund, solange kein größerer erstanden ist.«

Mit Ehrfurcht spricht Clüver dann von Gerhard Mercator, dessen wissenschaftliche Leistung er weit über Ortelius stellt. Sein Atlas ist ihm »das ausgezeichnete Werk eines hervorragenden Geistes«. Aber so hoch Mercator als bedeutendster Kartograph aller Zeiten stehe, so erschöpfe doch sein Wirken nicht die Aufgabe der Geographie. Die Länderbeschreibung dürfe daneben nicht fehlen. Sie sei so umfangreich und schwierig, dass schon die antike Länderkunde einen ganzen Mann, seine ungetheilte Kraft und seine volle Lebenszeit verlange. Ihr habe sich bisher niemand ernstlich gewidmet. Geld und Gut seien dabei nicht zu ernten. So wolle er seine Mußezeit, die Ruhe nach einem bewegten Jugendleben daran setzen. So lange und ernst er auch mit der Geographie des Alterthums sich beschäftigt hatte, beanspruchte er für sich keine Autorität. Aber er beugte sich auch vor keiner anderen. Wo er eine Meinung vertrat, begründete er sie so ausführlich, dass den Späteren das Für und Wider klar vor Augen lag. Er bildete sich nicht ein, schärferen und erleuchteteren Geistes zu sein, als andere, aber er hegte das feste Vertrauen, dass der eiserne Fleiß, dessen er sich mit Fug rühmen durfte (incredibilis laboris et industriae constantia), manches Anderen dunkel Gebliebene aufgeklärt habe.

Den zeitlichen Rahmen seiner Forschung spannte er weit, von den ältesten Zeiten bis auf Karl den Großen. Als räumliche Schranken seiner Studien wollte er zunächst nur die Grenzen der altclassischen Culturwelt anerkennen. Die Wahl: »wo beginnen?« fiel ihm nicht schwer. Der erste Platz gebührte dem geliebten Vaterlande, an dem er mit stolzer Begeisterung hing. Dann sollten die anderen europäischen Länder, weiter Asien und Afrika folgen, und, wenn das Leben ihm lange genug gegönnt bleibe, wollte er endlich übergehen zur Geographie der Gegenwart.

Wer so Großes sich als Lebensziel erwählte, musste rüstig vorwärts schreiten, unbekümmert um die Zierlichkeit und Gemessenheit der Bewegung. So bekennt er denn für die Form seines Werkes sich offen zu dem Grundsatz: Nusquam fuit animus plus laboris verbis quam rebus insumere. Als echter Schüler Scaliger's gebraucht er das Latein frisch und mit freier Kraft wie eine lebende Sprache, weit entfernt von der gespreizten und verschrobenen Stilgattung, welche Justus Lipsius zum guten Ton erhoben hatte.

Werke.

Germania antiqua.[1] Der erste entscheidende Schritt für den historischen Geographen ist die Wahl und Würdigung der Quellen, auf welche seine Forschung sich vorwiegend stützen soll. Clüver wählt

[1] Philippi Cluverii Germaniae antiquae libri tres, adiectae sunt Vindelicia et Noricum eiusdem auctoris. Lugduni Batavorum apud Ludovicum Elzevirium 1616. XXXIX + 400 + 203 + 230 + 36 + XVIII fol. Nach dieser Ausgabe wird hier citirt. Bequemer ist die durchgehende Seitenzählung der zweiten. Leiden 1631. 748 S. Eine verkürzte, namentlich die ausführlichen Quellencitate unterdrückende Ausgabe: auctoris methodo, verbis et tabulis geographicis retentis constructa opera Joh. Bunonis. Guelferbyti sumptibus Conradi Bunonis. 1663. 4° 732 S.

als Führer durch das alte Germanien den Tacitus, den einzigen alten Schriftsteller, der eine planmäßige Schilderung des Landes und Volkes unternommen, den ersten, der durch die Bekanntschaft seiner Zeit mit dem Gebiete zwischen Rhein und Weichsel für diese Aufgabe hinlänglich gerüstet war. Tacitus, dessen Germania Clüver in einer neuen dem Text des Lipsius gegenübergestellten Recension an der Schwelle seines Werkes vollständig abdruckt, damit sie dem Leser stets zur Hand sei, ist aber für ihn mehr als Quelle gewesen. Er war für den allgemeinen Theil des Werkes, der sich mit der Gesammtheit des deutschen Volkes, seiner ethnographischen Stellung, seinem Glauben und seinen Sitten beschäftigt, auch das Muster in der Abgrenzung des Studienfeldes. Sie ist so weit gegriffen, dass Clüver in dem ersten Theile seines Werkes nahezu eine vollständige deutsche Alterthumskunde in Angriff nimmt.

Wie der sachliche, war auch der räumliche Umfang der Aufgabe weit gefasst. Clüver schloss die Gesammtheit der Ostseeländer, namentlich ganz Skandinavien mit ein in den Begriff der Germania magna. Auf eine Behandlung in großem Stile weist schon das erste Capitel, der Versuch Europas Ostgrenze richtiger zu bestimmen. Er rückt sie von der damals allgemein üblichen Linie zwischen Don und Weissem Meere weiter ostwärts und führt sie von der Donbiegung über den trennenden Isthmus hinüber zur Wolga, dann ihrem Laufe und dem der Kama entlang hinauf nach dem Uralgebirge, von ihm über Tjumen hinab zum Ob.[1] In ihrem grundsätzlichen Anschluss an Flussläufe war diese Grenze für eine Zeit, welche noch nicht über die Vorbedingungen einer tieferbegründeten natürlichen Grenzführung verfügte, eine ganz zweckmäßige Trennungslinie beider Erdtheile. Daß sie den Ural mitten zerschnitt, war ein untergeordneter Nachtheil im Vergleich zu dem sicheren Gewinn der Zusammengehörigkeit des osteuropäischen Tieflandes mit Ausschluss der kaspischen Niederung.

Dann wendet sich Clüver zur Ethnographie Europas. In einfacher Gliederung, welche in den Hauptpunkten das Richtige schlicht aussprach, hatte Scaliger den Stammbaum der europäischen Sprachen aufgestellt. Er nahm 11 selbständige Sprachstämme an: drei weitverzweigte, den Lateinischen mit seinen romanischen Tochtersprachen, den Germanischen (gegliedert in die Hauptäste des Deutschen, Englischen, Skandinavischen), den Slavischen und acht vereinzelt auftretende, Griechisch, Albanesisch, Tatarisch, Ungarisch, Finnisch, Irisch-Gaelisch, Walisisch-Bretonisch, Baskisch.[2] Wenn einer der Mängel dieser Gliederung in der unterlassenen Zusammenfassung der keltischen Idiome liegt, vergreift sich Clüver im Gegensatz zu seinem übermäßig vorsichtigen Meister in gerade entgegengesetzter Richtung, indem er den Kelten eine übermäßige Ausdehnung giebt und ihnen völlig selbständige Völker unterordnet. Dazu gelangt er durch unvorsichtige Anwendung einer an und für sich richtigen Methode. Er wählt einzelne, besonders häufige und sichere Typen keltischer Eigennamen und Ortsnamen (z. B. die

[1] Vgl. F. Hahn, Zur Geschichte der Grenze zwischen Europa und Asien. Mitth. des Ver. f. Erdk. zu Leipzig 1881, 21. 83—104. Dort ist die ganze Literatur über die Frage sehr übersichtlich verwerthet. Nur Clüver's Ansicht ist [illegible] wiedergegeben, weil Hahn sich mit dem [illegible] Text der posthumen Introductio begnügte, statt die ausführliche Darlegung der [illegible] und die zugehörige Karte zu Grunde zu legen.

[2] Diatriba de Europaeorum linguis. Opuscula varia Paris 1610. S. 119—122.

auf — briva — briga — durum — dunum endenden aus und verfolgt mit erstaunlichem und höchst erfolgreichem Sammeleifer ihr Vorkommen außerhalb der Grenzen Galliens. Mit Recht erkennt er namentlich unter den Ortsnamen Germaniens viel keltisches Sprachgut. Aber die Folgerung daraus lenkt sich nicht in die treffende Richtung, auf die Möglichkeit einer Erhaltung keltischer Namen aus einer Zeit alter keltischer Siedelungen, die später von Germanen überfluthet aber doch nicht vollkommen vernichtet wurden; sondern er gelangt zu dem irrigen Ergebnis, überall noch in lichter historischer Zeit Kelten zu sehen. Nicht nur die Germanen, sondern auch die Thraker, selbst die Basken bringt er mit einem keltischen Urvolk in Zusammenhang. Andererseits hat er die von manchen Quellenschriftstellern angestiftete und noch von bedeutenden Forschern unseres Jahrhunderts — ich erinnere nur an J. Grimm — nicht aufgegebene Vermengung von Gothen und Geten mit durchgreifender Schärfe als unberechtigt erwiesen.

Wie in diesen einleitenden Abschnitten fällt in dem ganzen allgemeinen Haupttheil des Werkes das Schwergewicht auf die Betrachtung des Volkes. Der kurze Blick auf Klima und Boden Germaniens, deren ungünstige Beurtheilung im Munde römischer Schriftsteller richtig gewürdigt wird, tritt ganz zurück neben der ausführlichen Darstellung des Lebens und Glaubens der alten Germanen. Was diese über die Grenzen der geographischen Aufgabe weit hinausgreifenden Theile des Werkes anziehend macht, ist die beständige Vergleichung der Überlieferung des Alterthums mit den eigenen Erfahrungen des weitgereisten Verfassers. Welches Leben gewinnt das Studium der Siedelungsweise und der Bauart der alten Deutschen durch die Erinnerung an die Einzelhöfe der Schweiz und Westfalens, die Blockhäuser des Thüringer Waldes und der Böhmischen Gebirge, die runden Schilfhütten der Fischer an der ungarischen Donau, die weit zerstreuten Dorfschaften Schlesiens und der Ardennen! In der Betrachtung der Körperbeschaffenheit der germanischen Stämme lässt sich Cluver ganz von dem Eindruck der eigenen Beobachtungen leiten. Sie hatten in ihm die Anschauung erweckt, dass im mittleren und nordwestlichen Europa, je weiter man nach Norden käme, die Menschen immer höher an Wuchs, immer weißer und blondhaariger würden, bis dann im äußersten Norden ein rascher Umschlag eintrete zu dunkler Haut- und Haarfarbe und kümmerlichem Wachsthum. Besonders oft blickt das zeitgenössische Leben mit seinen frischen Farben hindurch zwischen den von schwerfälliger Gelehrsamkeit aufeinander gethürmten Ballen antiker Zeugnisse über Sitten und Lebensführung der alten Germanen. Feine Beobachtung bei weitem Umblick und ruhiges Urtheil in scharf gespitzter Form machen sicher viele in diesem Speicher der Alterthumskunde verborgenen Bemerkungen beachtenswerth für den Culturhistoriker des 17. Jahrhunderts[1]. Jedem

[1] I 124—126 Adel und Reichthum. Tüchtigkeit des deutschen Adels 132—145 Trachten. 153 Verbreitung und Namen des Bieres. 156 Speisesitten europäischer Völker. 173 Zusammenhang zwischen Keuschheit und Bedeckung der weiblichen Reize. 176, 177 Trinksitten und Freude am Trunk. 182 Schutz der Sittenreinheit der Frauen gegenüber dem Schauspiel in Deutschland vollkommener als anderwärts. Alium praeterea ornamentum pudicitiam mulierum haud levem memorat, quod est in litterarum secretis atque usu Germanas procul fuisse, teste Tacito. Haud ita pridem etiam in Saxonicis Germaniae civitatibus uti plurimum adhuc veterum more perdurat, item Prussia ac Livonia ceterisque septentrionis partibus turpe fuit feminae litteras scire, eandem ob causam, quam antiquus scriptor Tacitus innuit. Nunc equidem feminae nostrae literas sciunt vulgo, at suas non externas nec Latinas Graecasve, quibus alias in gentibus feminae quaedam maxime nobiles atque illustres addiscuntur,

Deutschen muss wohl thun das stolze warme Vaterlandsgefühl dieses unter polnischem Scepter geborenen deutschen Mannes, der, seit seiner Kindheit von des Schicksals Stürmen unstät durch aller Herren Länder umhergetrieben, nun — an der Schwelle des dreißigjährigen Krieges — keine höhere Empfindung kennt als das Bewusstsein, ein deutscher Edelmann zu sein, voll der glücklichen Überzeugung, dass unter all den Culturvölkern, unter denen er offenen Auges umhergewandert, keines einen so festen sittlichen Kern sich bewahrt habe, wie das deutsche. Auch die Schattenseiten der Deutschen werden nicht verkannt. Und nur in einem Falle, bei der Schwäche gegen die Lockung eines guten Trunkes, wird ein Beschönigungsversuch unternommen, der so verdächtig klingt, wie eine Vertheidigung in eigener Sache.

Besonders weit holt die Darstellung der Religion der alten Germanen aus. Man lebte eben in einem Zeitalter, dem religiöse Fragen in erster Linie am Herzen lagen. Was das Empfinden und Handeln einer Zeit beherrscht, nimmt naturgemäß auch in ihrer Wissenschaft einen breiten Raum ein.

Bei dieser Erweiterung des allgemeinen Theiles des Werkes zu einer vollen deutschen Alterthumskunde vereint die geographische Arbeit sich beinahe ausschließlich auf die Beschreibung der einzelnen Landschaften Alt-Deutschlands. Diese antike Chorographie und Topographie zerlegt Clüver durch den Rhein in zwei Abschnitte. Er gewinnt dadurch nicht nur eine räumlich klare, sondern auch eine sachlich bedeutsame Gliederung seines Stoffes. Im Westen des Rheines, wo die Römerherrschaft städtische Siedelungen geschaffen und sie durch Straßenzüge verbunden hatte, liegt der Kern der Darstellung in dem Nachweis der alten Ortslagen. Die Quellen fließen reichlich und klar und die Verschiebung der Völkersitze vollzieht sich leicht verfolgbar in einem topographisch festen, gut übersehbaren Rahmen. Anders jenseits des Rheines. Da erkennt Clüver sehr richtig die Werthlosigkeit der Fülle einzelner Ortsangaben bei Ptolemäus und erfasst als nächstes wenigstens annähernd erreichbares Ziel die Ermittelung der Sitze der alten Völker, wobei er den Angaben des Tacitus und anderer Geschichtsschreiber höheres Vertrauen schenkt als den Daten des Ptolemäus. So steht Clüver diesseits und jenseits des Rheines vor wesentlich verschiedenen Aufgaben.

Im linksrheinischen Germanien ist Clüver vortrefflich bewandert von den Alpen bis zu der See.[1] Landschaften, welche besonders eingehend untersucht werden, sind das Moselgebiet, für welches des Ausonius Dichtung gesteigertes Interesse weckte, und das Uferland des Canal la Manche, welches im Alterthum zwar der Sitz eines gallischen Volksstammes, der Moriner war, aber zu Clüver's Zeit überwiegend

induuntur, corrumpuntur femina, quippe quae supra feminam sapit, feminarum studiis aspernatur fastiditque, utque viris sese miscet. Neque tamen admirerim etiam in Germania Germanicis literis scriptas corrumpi virgines mixta nuptiasque versas; nam quae est epistolam non erubescere saepiusque literis petuntur, quae ore numquam audeas. 186 Abneigung der Frauen die eigenen Kinder zu nähren dringt aus anderen Ländern allmählich auch nach Deutschland. 187 Fernhalten der deutschen Knaben von der Öffentlichkeit. Daher die linkische Schüchternheit der Jünglinge, aber auch ihre Sittenreinheit und ihre Folgsamkeit gegen erfahrenen Rath.

[1] Elsass II 32, 5. 38. 39. 40. Wasgenwald 196, 20—55. Ferunt dictam silvam abundare, egomet iter per has oras faciens summa cum voluptate fructuque expertus sum. Moselgebiet 62. 50. Rheinland 80, 23. 90, 19. Maasgebiet 70. 53. Ardennerwald 195.

von Flämen besetzt als deutscher Boden erschien. In der Entwirrung der Topographie des Canals liegt eines der besten Beispiele der vielseitigen, auf gründliche Quellenforschung ebenso wie auf praktische verständnisvolle Ortskenntnis gestützten Arbeitsweise Clüver's.

Zu dem linken Rheinufer nimmt er hinzu das vielfach durch alte Quellen beleuchtete Mündungsland des Stromes. Ihm hatte schon Clüver's erste monographische Darstellung 1611 gegolten.[1] Seither war gegen diese Schrift, welche manchen älteren Localforscher hart angriff, eine von den Holländern nicht ohne schadenfrohe Befriedigung aufgenommene Erwiderung erschienen, von einem durch Clüver übel mitgenommenen Dilettanten der antiquarischen Forschung, einem Amsterdamer Arzte.

Darauf antwortet Clüver. Er hatte diese Polemik zweifellos hervorgerufen durch die selbstbewusste Schärfe, mit der sein Erstlingswerk die Vorgänger aburtheilte. Auch in der Sache hatte er einige Fehlgriffe gethan, welche Anlass zu begründeter Kritik boten. Aber er war im Ganzen seinem Gegner überlegen und er hatte ein Recht sich zu rühmen, dass keinem die Kunde des alten Bataverlandes mehr zu danken habe als ihm selber.[2] Der Gegensatz der Meinungen galt einem Gebiete, das durch die natürlichen Veränderungen, zum Theil auch durch die umgestaltenden Eingriffe des Menschen zu einem besonders schwierigen Felde antiquarischer Forschung geworden war, zumal die alten Quellenschriftsteller bei unvollkommener Kenntnis des Rheindeltas in seiner Auffassung durchaus nicht gleichmäßig und folgerichtig verfahren waren.[3] In so schwierigen Fällen fruchtet Rechthaberei am wenigsten. Es lohnt kaum, heute noch näher diese Polemik zwischen Pontan und Clüver weiter zu verfolgen. Sie spinnt sich fort in Pontans Origines Francicae (Amstelod. 1622)[4] und in Clüver's Italia antiqua. Erst auf dem Todtenbette hat Clüver seinem Gegner verziehen.

Besonders vergiftet ward dieser Streit durch das wenig anständige Verfahren Pontans, von Hugo Grotius, dem berühmten Rechtslehrer, einen Brief über Clüver's Germania herauszulocken und ihn dann öffentlich zu verwerthen. Das Urtheil des Grotius ist — der Adresse gemäss, an die es gerichtet war — nichts weniger als wohlwollend, enthält aber doch viel Richtiges. Die Kühnheit der rasch zum kritischen Messer greifenden Behandlung der Quellen, die immer noch nicht ganz verflüchtigte Streitlust des Verfassers, den es wirklich „juckte", andere auf Fehlern zu ertappen, erfuhren berechtigten Tadel. Aber den Riesenfleiß und die Kraft energischer Verarbeitung musste auch jeder Gegner anerkennen.[5]

[1] De tribus Rheni alveis et ostiis. Lugd. Bat. 1611. 232 S. 4°, später öfter gedruckt, so in P. Scriverii Inferioris Germaniae provinciarum unitarum antiquitates. Lugd. Bat. holländ. Übersetzung: Batavische outheeden, met de verhandeling over de drie uytloopen van den Rhijn 1719. 8.

[2] Germ. Ant. II 55, 22—28. 75, 20—76, 35. 139, 53—140, 38. III 227, 25—228, 17. Ital. Ant. 447—449.

[3] Zur Sache nun J. Kuyper, Alt- und Neu-Niederland. Zschr. f. Wiss. Geogr. III. Jahr 1882. 105—112 mit dieser Karte.

[4] Unter Clüver's Schriften führt zuerst, so weit ich sehe, Andr. Chartinus eine Disquisitio de Francia et Francis Paris 1636 auf. Das ist keine selbständige Arbeit, sondern nur der von Duchesne in den 1. Band der Scriptores Historiae Francorum aufgenommene Abdruck des Cap. III 20 der Germ. Ant.

[5] Andr. Alciati ad Bern. Mattium epistolae. Leiden 1695, 132—136.

Auf dem rechten Rheinufer nimmt Clüver's Forschung einen etwas verschiedenen Gang. Um wenigstens die alten Völkersitze nach den dürftigen Angaben der Quellen mit einiger Sicherheit festzustellen, nimmt Clüver die physische Geographie zu Hilfe. Die Gebirge müssen, so setzt er voraus, im Alterthum noch entschiedener, als gegenwärtig, Völkerscheiden gebildet haben. Deswegen bemüht sich Clüver, ihren Verlauf und Zusammenhang klar zu erfassen. Das war nicht ganz leicht in einer Zeit, in welcher die Kartographie noch gar nicht zu einer verständigen Terraindarstellung sich erhoben hatte und keines Landes Oberflächengestalt auch nur annähernd befriedigend aus einer Karte zu ersehen war. Im Ganzen hat Clüver die Grundzüge des Reliefs von Deutschland richtig aufgefasst. Wenn ihm mehrfach die Erkennung der alten Namen misslang, trug daran die höchst unvollkommene Zusammenfassung der antiken Anschauungen bei Ptolemäus die Hauptschuld. Aber auch an irrigen Combinationen des wirklichen Reliefbildes fehlte es nicht. Die auffallendste trifft das Asciburgische Gebirge. Dieser Name gebührt wahrscheinlich dem ganzen Gebirgssystem, das man seit dem 16. Jahrhundert fälschlich Sudeten nennt. Auf des Ptolemäus Karte war dies Gebirge um 3° zu weit nördlich geschoben. Das führte Clüver irre. Er suchte danach im Osten des norddeutschen Tieflandes und fand dort als auffallendste Bodenerhebung nur den polnischen Jurazug auf dem rechten Ufer der oberen Warthe heraus. Ihn fügte er hypothetisch über Bromberg zusammen mit den Erhebungen der westpreußischen Hohenplatte zu einem Wasserscheidegebirge zwischen Oder und Weichsel, welches bei Oswiecim beginnen und auf dem linken Wipperufer an der Ostsee enden sollte.[1])

In der Topographie im Einzelnen waren bei der Schwierigkeit der vorliegenden Fragen für Clüver's Zeitalter natürlich noch weniger sichere Erfolge erreichbar als für die Gegenwart. Um so rühmenswerther ist es, dass Clüver doch immer den grossen Zusammenhang im Auge behält und sich nicht von bloßen Namensanklängen zu Gleichsetzungen alter und neuer Wohnplätze verlocken lässt. Ortelius hatte dieses Haschen nach ähnlichen Namen besonders unmethodisch betrieben. »Dies Verfahren — urtheilt Clüver — ist für die alte Geographie immer das schlechteste gewesen und wird es bleiben.« Nicht ganz ohne Erfolg tritt bei Clüver klärend in das Chaos der alten Überlieferung seine grobe Ortskenntnis. Er ist nicht nur mit den Küsten der Nord- und Ostsee mit Einschluss der cimbrischen Halbinsel gut vertraut[2]), sondern auch mit der nord-

[1]) III, 124 Illud montium iugum in Hungariae hodie Poloniaeque ac Silesiae confinio a Sarmaticis montibus iuxta oppidum Twardoszyn [illegible] continuoque [illegible] ex [illegible] in septentriones versus sese [illegible] [illegible] propter [illegible] Salam ad oppidum [illegible] Oswiecym Vistulae adpositum Silesiam a Polonia [illegible]. Inde per ipsam Poloniam, Vartae fluminis dextram ripam ad usque oppidum Kcyniam [illegible] hinc versus oppidum Bydgosz, inde in occidentem conversum ad oppida Kamien et Stempelberg atque iterum in septentriones versus fontem Brega amnis [illegible] iuxta laevam Viperae ripam ad mare Suevicum inter duo oppida Stolpe et Trassau deponitur. Tractus hic ab incolis vocatur Gollenberg, latrociniis caedibusque viatorum infamis. Ptolemaeo universum iugum adpellatur Asciburgius Mons vgl. 129, 5.

[2]) Nordsee III 95, 53 Amasiae os haud semel navigans I, 110. 26. III 74. 76. 13• Nord-Friesische Inseln 93. 40. 96, 54. Cimbrische Halbinsel 94. Rügen 107. Preußen 128, 129. 137—141. 190 vgl. II anm. 391.

deutschen und polnischen Ebene[1], mit dem mitteldeutschen Berglande[2] und den Donauländern vom Schwarzwald und der Rauhen Alb bis hinein nach Ungarn.[3] Nur vereinzelt allerdings reißt sich seine Darstellung von dem Anschluss an die antiquarische Aufgabe einen Augenblick los und erhebt sich zu einer klaren, zusammenhängenden, rein der eigenen Beobachtung entspringenden Schilderung, so bei seiner Vaterstadt Danzig, die ihm als der Ausgangspunkt des Bernsteinhandels im Alterthum erscheint. Die Radaune, ist ihm der sagenberühmte Eridanus des Bernsteinlandes. Lebendig und mit guter Kenntnis schildert Clüver die Gewinnung des Bernsteins an der preußischen Küste und sammelt die Nachrichten über den Bernsteinhandel der Kaiserzeit. Zu einem Versuche den Weg, dem dieser Verkehr folgte, genauer zu erspähen, erhebt er sich nicht, wiewohl gerade in diesem Punkte die Lage der Quellen nicht ganz hoffnungslos ist. Will man überhaupt von Ptolemäus Nutzen ziehen, so muss man sein topographisches Gewebe aufzulösen suchen in die Fäden, aus denen es entstand, in die Itinerare, deren Stationen er einfügte in sein Gradnetz. Aus einer nach der Anweisung des Ptolemäus in dessen Projection entworfenen Karte hat man, soweit dies möglich, die alten Straßenzüge mit ihren Entfernungsangaben wieder herauszuheben und sie dann in ihrer Isolierung zu behandeln, unbekümmert um die Völkernamen und Gebirge, welche zufällig auf der Karte des Alexandriners in die Nachbarschaft der einzelnen Routen gerathen sind. Das ist bisher nur ganz vereinzelt versucht worden[4]. Einer der Fälle, bei denen sich dieses Verfahren unmittelbar aufdrängt, liegt vor in dem auf der Ptolemäuskarte ganz auffallend in die Augen springenden Zuge des alten Bernsteinhandels von der Donau zur Weichselmündung. Ermuthigend für diese Untersuchung, die freilich in ganz anderer Weise angegriffen werden muss, als in Sadowski's unmethodischer Arbeit[5], fällt ins Gewicht der in dies alte Itinerar hineinfallende Name Kalisia. Er trifft ohne jeden Zwang so gut auf Kalisch ein, dass man diesen Uebergangspunkt über die Obra, dessen alte Wichtigkeit die besonders dicht um ihn sich schaarenden vorgeschichtlichen Funde erhärten, getrost als Hauptstütze der weiteren Untersuchung betrachten kann. Dass Clüver, dem die Lage Kalisias nicht entgieng, zu einer vollen Analyse der Ptolemäuskarte noch nicht geschritten ist, darf nicht überraschen. Noch in der Gegenwart haben sich ja nicht alle berufenen Beurtheiler zu diesem Verfahren entschließen mögen.

Im Ganzen ist Clüver's Germania antiqua sammt dem äußerst knappen, beinahe dürftig ausgefallenen Anhang über Vindelicia und Noricum heute vollständig überholt. Das herrliche Werk von Zeuss und eine Fülle neuerer Einzeluntersuchungen haben die Sitze der deutschen Stämme für die einzelnen Perioden des Alterthums so weit festgestellt,

[1] Das norddeutsche Waldgebiet III 213.

[2] III 214–223. Allerdings laufen auch stärkere Irrthümer unter. Ein reiner lapsus calami ist die Verlegung des Maschen und Katzenellenbogens zwischen Lahn und Taunus 222, 35.

[3] Donauquelle IV 34. Wiener Wald 22. Insel Schütt III 123. I 107, 31: in Hungaria ad Danubii ripam posita vidi piscatorum tuguria, seu tabernacula, ex arundinibus composita rotunda ampla et alte fastigiata summo culmine patentia 109, 85. Fruges sic (in Gruben) tempore belli in Hungaria condi probe novimus.

[4] G. Hirschfeld, Tavium. Sgb. Berl. Ak. 1883 S. 1260.

[5] Sadowski, die Handelstraßen der Griechen und Römer durch die Flussgebiete von Oder, Weichsel, Njemen, Jena 1877.

wie es überhaupt möglich ist, und in der Topographie Alt-Deutschlands wird wohl die Zukunft nur noch vereinzelte sichere Erfolge dem bisher Errungenen hinzufügen können. Die Zeit ist über dies erste große Werk Clüver's schon ganz hinweggeschritten. Aber für die Geistesart des Mannes in den Jahren seiner vollen Kraft und für den Entwicklungsgang der historischen Länderkunde bleibt die Germania antiqua ein wichtiges Denkmal.

Sicilia antiqua und Italia antiqua.[1] In seinen späteren Hauptwerken stand Clüver vor einer wesentlich anderen Aufgabe. Sie war einerseits umfangreicher durch die Fülle der zu bewältigenden Einzelheiten und den Reichthum der Quellenliteratur, andererseits freier von hoffnungslosen, ganz in der Dämmerung schwebenden Fragen. Für Italien und Sicilien lagen auch reichere Vorarbeiten vor, nicht nur einzelne Monographien, sondern umfassende Gesammtdarstellungen, wunderliche wirbellose Schöpfungen, halb Geschichte, halb Geographie. Flavio Biondo's Italia illustrata (geschrieben 1453, zuerst gedruckt 1471) war das erste und wegen des Eifers, mit dem der Verfasser sein Vaterland bereist, werthvollste und achtungswertheste dieser Werke. In ihrer weiteren Entwickelung drängte immer verhängnisvoller eine, den Italienern tief eingewurzelte Regung sich vor: der Localpatriotismus. Jede Stadt sehnte sich nach Beweisen für eine große Vergangenheit, nach der Verknüpfung ihres Namens mit großen Ereignissen oder bedeutenden Männern der Vorzeit. Der Ehrliebe einzelner Orte Genüge zu thun, ist für die Wissenschaft überall eine bedrohliche Forderung, nirgends ernster gefährlich, als in Italien. Dort rief der Wetteifer der Ruhmbegier im 15. und 16. Jahrhundert eine rührige Fälscherarbeit ins Leben. Man fabricierte antike Münzen, Inschriften, selbst ganze Schriftsteller. Sammelte dann ein kritikloser Compilator, wie Leandro Alberti (Venedig 1550) die einzelnen, aus dieser schöpferischen Thätigkeit erwachsenen Ergebnisse in einer Landesbeschreibung, so gerieth natürlich die alte Geographie Italiens, noch ehe sie sich recht entwickelt hatte, völlig in den Sumpf. Es bedurfte eines furchtlosen kritischen Kopfes ihre Neugestaltung in vollem Zusammenhange anzugreifen. Das unternahm nun Philipp Clüver. Seine Leistung ist von berufenen Beurtheilern, wie Niebuhr[2] und Nissen[3], ziemlich treffend, aber vielleicht doch nicht ganz erschöpfend gewürdigt worden. Sie lassen seinem erstaunlichen Fleiß in der Sammlung des ungeheuren Quellenmateriales die verdiente Anerkennung widerfahren, nicht minder der geistigen Energie, welche überall klare Resultate anstrebt und — treu dem Grundsatz: Lieber Irrung als Verwirrung! — eher einmal eine fehlgreifende Lösung wagt, als das Chaos der Ungewissheit unberührt weiter bestehen lässt. Besondere Achtung sichert ihm gerade bei der Nachwelt die scharfe Entschiedenheit seiner unbefangenen, unbestechlichen Kritik, wie Nissen mit kräftigen Worten hervorgehoben hat. „Die Ruhmeshalle der Humanisten und die mittelalterliche Tradition fanden vor diesem Auge keine Gnade. Gegen die Versuchungen kirchlicher Würdenträger

[1] Phil. Cluverii Sicilia antiqua cum minoribus insulis adiacentibus, item Sardinia et Corsica. Lugd. Bat. ex officina Elseviriana 1619. 510 S. fol. und Phil. Cluverii Italia antiqua, nach seinem Tode herausgegeben von Dan. Heinsius. Lugd. Bat. ex officina Elseviriana 1624. 2 Bde. fol. XII + 1338 S. Beide Werke in abgekürzter, die Citate unterdrückender Ausgabe. Wolfenbüttel 1659. 4°.

[2] Vorträge über alte Länder- und Völkerkunde, herausgeg. von Isler. Berlin 1851. S. 6.

[3] Italische Landeskunde. Berlin 1883. I. 49, 51.

war der gläubige Protestant gefeit. Ob die Fälschung auf Marmor oder Pergament, in der Form von Inschriften oder Erzählungen auftrat, gleichviel, sie prallte ab. Es ist wahrhaft erquickend zu lesen, wie der muthige Niederdeutsche den ganzen fadenscheinigen Plunder von Äneas und Evander, die römischen nicht minder als die albanischen Könige über Bord wirft. So hat er seiner Zeit vorauseilend der historischen Kritik eine Stätte bereitet." Er ist in der That für die römische Geschichte der erste Vorläufer der kritischen Forschung des neunzehnten Jahrhunderts gewesen. Auch im einzelnen, in der Behandlung der alten Texte, erreicht Clüver's Kritik in der Italia durch maßvolle Besonnenheit wesentlich größere Erfolge als in der Germania.

Prüft man die geographische Leistung, so tritt allerdings auch in den Werken über Italien die physische Geographie unverkennbar zurück hinter der Topographie der menschlichen Siedelungen. Allein Nissen's Urtheil lässt — fürchte ich — in diesem Punkte dem rühmlichen Vorgänger nicht ganz volle Gerechtigkeit widerfahren. Die allgemeine Bemerkung: „Man sucht vergebens bei Clüver und seinen Vorgängern nach Angaben über die Gestaltung des Terrains und die Höhe der Gipfel" ist im ersten Theile nicht ganz genau, im zweiten nur verständlich als eine allgemeine Erinnerung an den damaligen Zustand der geographischen Wissenschaft. Suchen wird gewiss Niemand nach Höhenangaben in einem Werk aus der Zeit des dreißigjährigen Krieges. Für die Vernachlässigung der Beschreibung des Reliefs führt Nissen selbst ein Beispiel an: den Apennin. Er meint, der Irrthum Albertis (1550), welcher den Monte Gargano fest an den Apennin geknüpft und die apulische Halbinsel mit einem rein erfundenen Zweige des Apennins erfüllt habe, begegne voll ausgereift auf Clüver's Karten und wirke seitdem unheilvoll fort bis in die Gegenwart. Die Thatsache ist richtig. Aber die Verantwortlichkeit dafür trifft nicht Clüver. Vielmehr ist er der erste, der mit aller Schärfe gegen diese irrige Auffassung des Apennins Front gemacht hat.

Man muss bedenken, dass die Karten zur Italia antiqua nicht von Clüver's Hand, vielleicht gar nicht einmal alle unter seiner Obhut gezeichnet sind. Seine wirklichen Anschauungen gibt nur der Text. Er lässt gerade in diesem Punkte an Klarheit nichts zu wünschen übrig. „Strabo allein führt einen Seitenzweig des Apennins von der Grenze Lucaniens und der Quelle des Bradanus nach Apulien hinein. Alle übrigen Schriftsteller nehmen gleichmäßig nur einen halbmondförmigen Apenninenzug an, von der Grenze Liguriens bis zum Vorgebirge Leucopetra. Nur durch Strabo's Worte, wie ich meine, verführt, versichern die Geographen unserer Zeit, der Apennin gabele sich in zwei Enden, von denen eines bei Leucopetra, das andere im Salentinischen oder Japygischen Vorgebirge seinen Abschluss finde. Dasselbe, meinen sie, deute Mela (II, 4,) an. Aber er spricht nur von einer Gabelung Italiens, nicht von einer Gabelung des Apennins. Und falsch ist, was jene Geographen der Gegenwart sagen, dass ein zusammenhängender Zweig des Apennins sich bis zum Japygischen Vorgebirge erstrecke. Denn der von Strabo als Ausläufer des Apennins betrachtete Bergzug — Clüver dehnt auf ihn den Namen Vultur aus — erstreckt sich nicht über die Gegend von Egnatia hinaus. Das weitere Land von hier an bis zum genannten Vorgebirge ist schon ziemlich eben, wiewohl der in diesem Landstrich heimische Antonius Galataeus in seinem Buche über Japygien hier Berge aufführt, in so hochtrabenden Redewendungen, dass ich, bevor ich selbst dies Land sah, meinte, sie müssten dem Apennin oder gar den

Alpen an Höhe gleichen. Ferner ist unrichtig auch die Versicherung des Ptolemaeus, dass der Apennin dem Mons Garganus sich nähert, während er doch thatsächlich in dieser Gegend etwa die Mitte Italiens einnimmt zwischen beiden Meeren.“ So trennt Clüver in frischer Erinnerung an seine eigene Wahrnehmung sich in vollster Bestimmtheit von den Stubengelehrten, welche den Gebirgsbau Italiens rein hypothetisch, nach den Umrissen seiner Küsten sich ausmalten. Auch sonst bewährt Clüver, wiewohl er nur ausnahmsweise zu übersichtlicher Beschreibung der Gebirge schreitet, auch im verwickeltsten Bergland eine bewundernswerthe Sicherheit der Terrainauffassung. Wie klar findet er bei beschränkter eigener Anschauung dieses Gebietes sich zurecht in den Thalzügen der Alpen!

Auch sonst zeigt er für die Natur des bewanderten Landes ein offenes Auge. Die verschwindenden Gewässer des Karstes, den Zirknitzer See, die starken Quellen des Karstflußes, namentlich den Timavus hat er aus eigener Anschauung lebendig geschildert. Die Thermen von Abano, die Petroleumquellen, Erdfeuer und Schlammvulkane Modena's lockten ihn ebenso unwiderstehlich wie die Borsäurequellen von Monte Cerboli und der unheimliche Lago d'Amsanto und mit großer Sorgfalt beobachtete er am etruskischen und campanischen Ufer die Spuren von Landverlusten der geschichtlichen Zeit im Gegensatz zu den großen Neulandbildungen an den Mündungen der Ströme. Auch der neapolitanische Golf hat den Reisenden sichtlich gefesselt. Aber hier bemerkt man schon das ängstliche Eilen zum Schluss. Der Tod sieht dem Schreibenden über die Schulter.[1] Die letzten Capitel schrumpften beinahe zusammen zu einer Zusammenstellung sachlich geordneten Materials, neben welchem der Verfasser selbst nur wenig mehr zu Worte kommt.

Durch diese von dem nahenden Lebensende bedingte Eile tritt der zweite Band der Italia antiqua, namentlich Lucanien und Bruttium in recht auffallenden Gegensatz zu dem nächst benachbarten Gebiet: Sicilien. Hier macht sich die Frische der Reiseerinnerung unmittelbar nach der Rückkehr besonders wohlthuend geltend. Hier sieht man, wie Clüver auch über die Natur von Land und Meer Beobachtungen angestellt und Erkundigungen gesammelt hat. Mehrere Tage blieb er in Messina, um selbst die Strömungen der Meerenge kennen zu lernen und von Seefahrern verschiedener Nationen genaue Kunde einzuziehen über den Strudel der Charybdis. Er ermittelte, dass dies Phänomen nicht an regelmäßigen, periodischen Wechsel gebunden sei, sondern hauptsächlich entspringe aus dem Conflict der gewöhnlich vorwaltenden südlichen Strömung mit einer durch zufällige SE-Winde zu ungewöhnlicher Kraft gesteigerten Gegenströmung. Das besonnene Urtheil über die mäßige Kraft des Strudels wird der übertreibenden Ausmalung Fazelli's treffend gegenübergestellt.[2])

So ist selbst für die physikalische Geographie Clüver's Werk keineswegs inhaltsleer gewesen. Der Schwerpunkt freilich lag in der Topographie. Allerdings würde auch deren Aufgabe heute sich anders stellen, als zu Clüver's Zeiten. Wir verlangen jetzt eine charakte-

[1]) It. ant. 1160, 32. Sed dum haec scribo, mittit ad me (miserat autem quia prae valetudinis causa me convenire non intellexerat, postridie me de Strabonis scriptura) mittit inquam Cl. V. Everhardus Vorstius, medicinae in alma Lugdunensi ad Rhenum Academia professor primarius, exemplar Strabonis.

[2]) Sic. ant. 69—74.

ristische Beschreibung der Örtlichkeiten, aus welcher die wesentlichsten Eigenthümlichkeiten der Lage, die natürlichen Bedingungen, welche das Emporkommen und die Bedeutung eines Ortes bestimmten, auch die Art, wie die Naturausstattung im Dienst der Siedelung zur Verwerthung gelangt ist, klar zu ersehen sind. Dieser Forderung genügen Clüver's Darstellungen nirgends, sie nähern sich ihrer Erfüllung nur ganz ausnahmsweise. Für ihn war die Hauptaufgabe, überhaupt erst die Lage der antiken Orte und die Spuren der verbindenden Straßenzüge zu finden. Darauf richtet sich seine eifrige Sammlung der alten Quellen und sein Scharfsinn in ihrer Verwerthung.

Man sollte meinen, dass Clüver nun in Italien, wo nicht nur in Roms Umgebung, sondern auch in anderen Landschaften eine Menge alter Ortslagen zweifellos feststanden und die Entfernungen zwischen ihnen oft in mehreren Quellen mit zweifelloser Übereinstimmung überliefert waren, den Irrthum über die Länge des römischen Meilenmaßes hätte berichtigen müssen. Thatsächlich hat er auch gesehen, dass zu seiner Voraussetzung (4 römische Meilen = 1 deutschen) die Entfernungen durchaus nicht passen wollten. Er fand überall die alten Distanzen zu groß. Aber der sonst so klar und scharf schließende Kopf vermochte hier einen Strohhalm nicht zu überschreiten. Er kam zu der Meinung, dass in einzelnen Landschaften und namentlich in der Nähe der großen Städte die Meilen kürzer gemessen worden seien, als anderwärts.[1]) Für Rom's Weichbild schien noch der Ausweg hilfreich, die Meilen nicht vom Goldenen Meilenstein zu messen, sondern von der Stadtmauer aus.

Dieser Irrthum hätte für den Erfolg des Werkes verhängnisvoll werden müssen, wenn nicht auf Schritt und Tritt die eigene Anschauung der alten Ortslagen die Entscheidung sicher gestellt hätte. Mit ihr wirkte zusammen eine starke, allen gesammelten Stoff wirklich beherrschende Urtheilskraft, deren Energie allerdings gegen das Ende des Werkes allmählich erlischt. Die schneidige Entscheidungslust erlahmt sichtlich und fremde Meinungen werden in den letzten Capiteln häufiger zu Rathe gezogen. Die Stoffsammlung überwiegt hier die eigene Geistesarbeit. Einige Versehen, überraschende Widersprüche, eine unausgefüllte Lücke mitten im Satz lassen erkennen, wie die Hand des Meisters erschöpft niedersinkt, ehe das letzte Glied seines Bildwerkes die volle Gestaltung erfahren. Nur um nicht einen Torso zu hinterlassen, hat Clüver die Behandlung Lucaniens und Bruttiums noch äußerlich abgeschlossen. Ganz verzichten musste er auf die wichtigen allgemeinen Übersichten der Regionen-Eintheilung Italiens und seines Straßennetzes, die nach dem Plane den Schluss des Ganzen bilden sollten.

Aber auch so, wie sie vorliegt, ist die Italia antiqua das reifste, in seiner methodischen Begrenzung, seiner Anlage und Ausführung bedeutendste Werk Clüver's, noch heute unentbehrlich, die anerkannte Grundlage jeder chorographischen oder topographischen Untersuchung auf dem Boden Alt-Italiens, wiewohl schon so viele Generationen weiter gearbeitet haben an derselben Aufgabe. Die erste Vervollkommnung der Arbeit Clüver's war seinem Reisegefährten Lucas Holste(nius)

---

[1]) It. ant. 486. 44 longe prolixiora nunc per omnem Etruriam esse milliaria, quam olim habuerint Romani vulgo notum est. 861, 31—862, 31. 955, 20—956, 13. 1013, 49. Milliaria haec perexigua sunt, ut fere omnia olim Romani habuere circa celebriores urbes. 1177, 24. circa celebriores urbes atque colonias municipiaque minutiora dimensos esse veteres Romanos millia passuum passim apud auctores innumeris exemplis patet. 1203, 40.

vorbehalten. Da er ganz in Italien sesshaft wurde, mit Muße einzelne Landschaften gründlicher begehen konnte und in dauerndem engen Verkehr mit der Gelehrtenwelt Italiens bis zum Vorsteher der Vatikanischen Bibliothek emporkam, fehlte es ihm nicht an Gelegenheit in vielen einzelnen Punkten Clüver's Untersuchungen weiter zu führen.[1] Aber wie er sein Leben lang mehr geplant und angefangen, als völlig abgeschlossen hat, ist er nie zu einer zusammenhängenden Verarbeitung seiner Studienergebnisse für die Landeskunde Alt-Italiens gekommen. Nur die Randbemerkungen, welche er in sein Exemplar der Italia antiqua eingetragen, wurden nach seinem Tode vom Cardinal Barberini herausgegeben. Sie bilden einen ansehnlichen Band, der viele beachtenswerthe Ergänzungen und Berichtigungen zu Clüver's Hauptwerk enthält.[2]

Wiewohl die von der tödtlichen Krankheit gebrochene Kraft schon dessen Vollendung beeinträchtigte, hatte Clüver's rastloser Sinn sich bereits mit weitergreifenden Plänen getragen. Die Balkanhalbinsel, namentlich Griechenland, hatte er als nächstes Arbeitsfeld sich ausersehen und bereits seine Beziehungen in Venedig verwerthet zur Gewinnung unveröffentlichten Kartenmateriales.[3] All diese Hoffnungen nahm er mit ins Grab.

Die großen Werke, in denen Clüver die alte Geographie Deutschlands, Italiens und Siciliens mit erschöpfender Gelehrsamkeit und beherrschender Urtheilskraft bewältigte, sind bahnbrechend und grundlegend für einen ganzen Zweig der Wissenschaft geworden. Aber ihre Wirkung blieb auf die Kreise der Fachgelehrten beschränkt. Selbst ihres gewaltigen Rüstzeugs umfänglicher Quellennachweise und -Auszüge entledigt, sind diese Werke in den verkürzten Ausgaben Bunos doch nur Fundgruben und methodische Muster antiquarisch-topographischer Forschung geblieben, nicht zu einem allgemeineren Einfluss auf die Geistesentwickelung der gebildeten Stände gelangt. Diese breitere Wirkung war dagegen im vollsten Maße beschieden der Introductio in universam geographiam tam veterem quam novam. Sie ist ein Jahrhundert lang das vorherrschende geographische Lehrbuch der gelehrten Schulen geblieben und noch der letzte der vielen Herausgeber, welche sie mit Anmerkungen und Zusätzen bereicherten, Bruzen de la Martinière konnte 1729 die Erwartung aussprechen, sie werde dauernd einen der ersten Plätze unter den geographischen Schulbüchern behaupten. Sie ward ins Deutsche und Französische übersetzt, aber namentlich ihr lateinischer Urtext erlebte eine Unzahl von Auflagen.[4] Und doch ist

[1] Holstenii epistolae S. 81. 84. 156. 242. 244. 266. 342. 478. 479. 490. 491. 498.

[2] L. Holstenii adnotationes ad Cluverii Italiam antiquam. Rom 1666. 8°.

[3] Brief Dom. Molins an Meursius in dessen Werken XI 387.

[4] Von den zahlreichen Ausgaben der Introductio sind mir bekannt geworden 12 Elzevirsche: Leiden 1624. 4° 245 S. mit 4 Figuren im Text. Leiden 1627, 16°, 1629, 16° 1637, 16° 1641, 16°. Amsterdam 1651, 12°. 1659, 12°. 1661, 12°. 1665 16°. 1669, 12°. 1670, 16°. 1685 16°.

Von anderen Verlegern folgende: Jacob Marcus, Leiden 1625, 12°. J. Hondius, Amsterdam 1629, 12°. 1637, 12°. Mich. Soly und Petr. Bilaine, Paris 1630. 12°. Gu. Pele, Paris 1631.

Mit reicherer Ausstattung an Tafeln zuerst Goth. Muller, Braunschweig 164[illegible] 4°. Leiden 1654 24°. Oxford 1657. Joh. Jansson, Amsterdam 1661. 4°. 1676 4°. 16[illegible] 4°. Joh. Cavelier, Cadom. 1669 12°. Joh. Henault, Paris 1661. 16°.

Erweitert durch Zusätze und Anmerkungen studio et opere Joh. Bunonis impensis Conradi Bunonis, Wolfenbüttel 1661. 4°. 1667, 4°. 1672 4°. 1678, 4° [illegible]

diese Arbeit, welche den glänzendsten äußeren Erfolg erzielte, inhaltlich zweifellos die schwächste, nur bemerkenswerth durch den festen Schritt einer streng erwogenen und folgerichtig durchgeführten methodischen Anlage. Der erste Entwurf war in Clüver's Wanderjahren zu Sedan auf Wunsch mehrerer deutscher Grafen entstanden. Später hatte das Manuskript den Leitfaden bei Clüver's Privatunterricht gebildet und dabei fortwährend Ergänzungen erfahren. Aber eine gleichmäßige Durcharbeitung stand noch aus, als der sterbende Clüver dies letzte Dankespfand in Vorst's Hände legte.

Von den sechs Büchern, in welche die Schrift zerfällt, ist das erste der allgemeinen Geographie gewidmet, und hier treten wir sichtlich an die Grenzen des wissenschaftlichen Horizontes des Verfassers. Er vermeidet soviel als möglich, man darf wohl sagen, mehr als möglich, das Eingehen auf die Stellung der Erde als Weltkörper. Der Landsmann des Kopernikus schließt die Bewegung der Erde im Weltraume, sogar ihre Drehung um die eigene Achse aus von seinem Lehrplan und begnügt sich mit dem Standpunkt des unmittelbaren sinnlichen Augenscheins. Für sein Lehrbuch steht die Erde im Mittelpunkte der Welt und um ihre Achse dreht sich das Universum. Man gewinnt den Eindruck, dass Clüver keine lebhafte Fühlung hatte mit dem Aufschwung, welchen Astronomie und Mathematik gerade in seinem Zeitalter der wissenschaftlichen Erdkunde bereiteten. Dies Urtheil wird nicht geändert, aber doch erheblich gemildert, wenn man erkennt, wie langsam sich die Weltanschauung des Kopernikus die allgemeinere Anerkennung erobert hat. Selbst der Eratosthenes Batavus, das epochemachende Werk, in welchem Willibrord Snellius 1613 zu Leiden die Triangulationsmethode begründete, beobachtet gegenüber den Weltsystemen eines Kopernikus, eines Tycho de Brahe, dieselbe Zurückhaltung. Aber auch der Arbeitskreis des Snellius blieb, soweit sich erkennen lässt, ganz abseits von Clüver's Studien. Der Eratosthenes Batavus und der Strabo Batavus, wenn man Clüver so nennen darf, scheinen sich nie anregend und fördernd berührt zu haben, wiewohl die Mauern einer Stadt gleichzeitig beide Männer umschlossen. Die mathematisch-geographischen Capitel Clüver's könnten ebensogut 1530 geschrieben sein. Sie schließen sich ziemlich eng an die Muster jener Zeit an, so an Pet. Apian, Georg Rithaymer. Ganz in deren Art werden knapp die wichtigsten Orientierungslinien am Himmelsgewölbe und der Erdkugel besprochen, die vier größeren Kreise (Horizont, Äquator, Ekliptik, Meridian) und die vier kleineren (Polar- und Wendekreise). Diese Grundlinien führen unmittelbar zur Zonengliederung der Erdoberfläche und zu einer Klimen-

---

bereicherten Anmerkungen von J. Fr. Hekel 1686, 4°. Wiederum erweitert durch Joh. Reiske, 1694 4°. Amsterdam 1697, 4°. London 1704 4°, 1711. 4°.

Weitaus die reichhaltigste und sorgfältigste Ausgabe ist die letzte mit den brauchbaren Anmerkungen und den Vorreden aller früheren und einer eigenen kritischen Einleitung von Aug. Bruzen de la Martinière. Amstelodami, apud Joh. Pauli 1729. 4°. XL + 688 + LIX S. 46 Tafeln. Zu den Karten Bunos treten hier neu hinzu drei beachtenswerthe von Guil. Delisle (Orbis veteribus cognitus, Italia antiqua, Graecia antiqua).

Übersetzungen: 1. Deutsch, Nürnberg 1679. 2. Französisch chez Jacques Besson, Paris 1629; chez la veuve Saussier et Denis David, 1648. Eine freiere Bearbeitung soll sein: La géographie royale par le P. S. J. Phil. Labbé, Paris 1653 8° (mir nicht erreichbar).

Eine Beurtheilung der Introductio gibt Ed. Friesland Beitrag zur Geschichte der geographischen Literatur in Deutschland. Programm der Hauptschule z. Bremen 1870 S. 16–18. Aber er trennt den echten Text Clüver's nicht von den Zusätzen späterer Herausgeber.

tafel nach Hipparch'schem Modell, sowie zur Erörterung des Gradnetzes. Es folgt die Besprechung der Windrose und eine Übersicht der üblichen geographischen Maße.

Ebenso bündig wie diese Grundzüge mathematischer Geographie sind die der allgemeinen physikalischen Erdkunde. Sie beschränken sich auf die Übersicht der Vertheilung von Wasser und Land. Der Ocean wird in vier Becken gegliedert, in zwei polare und zwei meridian gerichtete, zwischen der Alten und Neuen Welt. Unsicher wird diesen beiden Hauptlandmassen ein Australcontinent hinzugefügt. Ein besonderes Capitel über die Befahrung des Oceans streift die vom Verfasser getheilte Ansicht einer Bekanntschaft des Alterthums mit Amerika und die Ausdehnung der Umseglung der Alten Welt. Selbst da fällt der Schwerpunkt der Darstellung auf Griechen und Römer.

Viel anziehender als dies dürftige erste Buch ist das zweite, in welchem der Anfang der Länderkunde am westlichen Europa die Ziele und die Darstellungsgrundsätze des Verfassers am vollkommensten verwirklicht zeigt. Der Plan jeder Länderbeschreibung gliedert sich so: 1. Landesnatur und Erzeugnisse. Namen und Ausdehnung. 2. Politische Eintheilung des Alterthums. Dessen Ethnographie und Topographie im Anschluss an das Flussnetz. 3. Politische Eintheilung der Neuzeit. Gegenwärtige Topographie, Aufzählung der Städte mit Versuch kurzer Charakteristik ihrer Physiognomie. 4. Inseln.

Für Spanien gilt Strabo vielfach das Vorbild. In Gallien ist erkennbar der Wetteifer mit Scaliger, der für Merulas Kosmographie Beiträge über seine Heimat geliefert hatte, die dann selbständig in den Opuscula varia erschienen waren. Mit besonderer Vorliebe sind die Niederlande behandelt. Ziemlich glücklich gelang mit wenigen Federstrichen das Bild der britischen Inseln. Daraus eine Probe: „Englands Boden ist so ergiebig, dass jede Frucht, die er erzeugt, hier größer und schöner wird als anderwärts; das Klima so mild, dass Rosmarin und Lorbeeren hier reichlich wachsen. Häufige Regen und dichter Nebel hindern die Strenge der Kälte. Rauher sind Klima und Boden in Schottland, das weiter nach Norden sich ausstreckt, meist unwirthlich, voll unfruchtbaren Felsbodens, voll von Seen, trübselig anzuschauen. Die Flüsse Britanniens mit kurzem Lauf und breiten Mündungen bieten Dank der Ebbe und Fluth großen Schiffen leichten Zugang."

Das dritte Buch behandelt Deutschland, Skandinavien, Italien. Überall weht die Frische eigener Kenntnis und zuversichtlichen Urtheils. Mit stolzer Freude preist der erste Satz Deutschlands Blüthe, das durch die Sorgfalt seines Anbaues, den Glanz seiner Städte, die Pracht seiner Bauwerke Italien ebenbürtig, allen anderen Ländern weit überlegen sei, während es einst den Römern abschreckend erschien durch seine rauhe Wildheit, seine unwegsamen Wälder und Sümpfe. „So ändern sich die Dinge." Mit welcher Wehmuth mussten die Zeitgenossen des dreißigjährigen Krieges das Bild der jüngsten Vergangenheit lesen! Auch für unsere Zeit liegt der Hauptreiz dieser heimischen Landeskunde in der Abwägung der Bedeutung der deutschen Städte. Wenn Clüver Köln als die volkreichste, Nürnberg als die mächtigste und stolzeste Deutschlands rühmt, erkennt er den Preis der Schönheit etwas überraschend drei anderen zu: München, Leipzig und Breslau. Namentlich Leipzig hat ihn angesprochen. „Es ist nicht eigentlich groß, aber durch die Sauberkeit seiner Gebäude, die Gesittung der Bewohner, die Anmuth der Umgebung der gemüthlichste und heiterste Ort, den ich

in Deutschland finden kann." Hinter der Culturgeographie tritt das Wassernetz und mehr noch der Gebirgsbau entschieden zurück.

Etwas kürzer ist gehalten die Schilderung des Nordens und hier mischt sich unter die wirklichen Länder, überraschend noch — nach Olaus Magnus und Mercators Beispiel — die schattenhafte Insel Frieslandia, die südlich von Island liegen soll. Ihre Zuerkennung zum britischen Reich und die Betonung ihres Fischreichthums kennzeichnen sie als ein Nebenbild Neu-Fundlands, das an seiner rechten Stelle später erwähnt wird.

Mit einem Ausbruch höchster Begeisterung beginnt die Schilderung Italiens. Nach der trockenen Erledigung seiner antiken Topographie fällt bei der zeitgenössischen manch treffendes Wort zur Beleuchtung der einzelnen Städte.

Das vierte Buch gilt dem östlichen Europa, das mit viel sicherer Kenntnis behandelt wird als in den Compendien der Vorgänger. Mit dem Übergang zu den anderen Erdtheilen, beginnt im fünften Buch die Darstellung dürftiger zu werden und schrumpft im sechsten bisweilen zu einem recht dürren Gerippe zusammen. Aber es ist nicht zu verkennen, dass dieses Abfallen des Werkes gegen das Ende hin nicht ausschließlich in der ungleichmäßigen Durchführung der einzelnen Theile begründet ist, sondern zum Theil schon in dem Plane des Werkes selbst. Wenn dieses von anderen geographischen Compendien sich grundsätzlich unterschied durch die beständige Gegenüberstellung alter und moderner Länderkunde als zweier vollkommen gleichberechtigter Darstellungen desselben Bodens [1]), so konnte bei dem Zustand der Kenntnisse jener Zeit nur bei Europa, Nordafrika und Vorderasien ein rechtes Gleichgewicht der beiden Abschnitte jeder Landeskunde zu Stande kommen. Die dem classischen Alterthume fremden Länderräume entbehrten für Clüver noch des historischen Interesses. Ihre Abbilder im Rahmen seiner Schilderung mussten sich wie einäugig ausnehmen neben den Gebieten des antiken Culturkreises. Diese Thatsache allein gab schon eine entscheidende Kritik der übertriebenen Werthschätzung, welche Clüver dem Zweige der geographischen Studien, welchen er selbst mit aufopfernder Hingabe gepflegt, zuerkannt hatte im Zusammenhange der ganzen geographischen Wissenschaft.

Clüver's Introductio bleibt ein bemerkenswerthes Denkmal der langen Abhängigkeit des geographischen Unterrichtes von den Forderungen der die Geistesbildung beherrschenden Alterthumskunde. Ein Buch, das ein Jahrhundert lang sich in den gelehrten Schulen behauptete, darf bei der Würdigung des Bildungszustandes jener Zeit nie übersehen werden. Aber der Schwerpunkt der Leistungen Clüver's liegt doch ohne Frage in seinen großen Werken über Deutschland und Italien, in der durch sie vollzogenen Begründung der historischen Länderkunde.

[1] Nur dem Titel nach verspricht ähnliches schon Joh. Ant. Maginus, Geographiae universae tum veteris tum novae absolutissimum opus. Venetiis 1596. Thatsächlich ist die alte Geographie hier vertreten durch eine Ptolemaeus-Übersetzung. Ihr tritt dann die moderne Länderkunde als ein abgeschlossener besonderer Theil neu gegenüber.

Die Entwicklung der historischen Länderkunde.

Mancher mag eine lockende Wirksamkeit darin finden, aus der Tiefe des eigenen Urtheils eine Begrenzung der Aufgaben und eine Gliederung des Stoffes der geographischen Wissenschaft zu schöpfen und von dem aus eigener Machtvollkommenheit aufgepflanzten Richterstuhl herab den Arbeitern, die jemals in das Feld der Erdkunde ihren Spaten eingeschlagen, ein Zeugniss auszustellen, ob sie in glücklicher Vorahnung im Sinne ihres Epigonen thätig gewesen sind, oder ihre Aufgabe in abweichendem Sinne erfasst haben. Dies Amt mag denen überlassen bleiben, die sich dazu berufen fühlen. An dieser Stelle soll nur für Clüver's Würdigung die thatsächliche Grundlage geboten werden durch einen kurzen Überblick über die Entwicklung, welche der Zweig geographischen Forschens, dem er sich ergeben, seit seinen frühesten Anfängen bis in unsere Tage genommen hat. Vielleicht tritt dabei am einfachsten und sichersten hervor, in wie weit Clüver Anspruch hat, als Begründer der historischen Länderkunde zu gelten.

Das Bedürfniss, im Gegensatz zu dem gegenwärtigen, der unmittelbaren Beobachtung unterliegenden Zustand eines Landes, nach geschichtlichen Quellen ein älteres geographisches Bild seiner Oberfläche und ihres Culturlebens zu entwerfen, konnte naturgemäß nicht eher erwachsen, als bis ein Culturvolk mit vollem historischen Bewusstsein auf eine Entwicklung von erheblicher Dauer zurückblicken konnte, welche seine Heimat stark umgestaltet hatte. An dem Klima, dem Relief, dem Wassernetz und der Ufergestalt eines Landes ändern allerdings auch etliche Jahrhunderte in der Regel nur wenig. Die Grundlinien des Naturbildes besitzen eine bedeutende Beharrlichkeit, mögen auch ihre Benennungen sich verschieben oder völlig verändern. Aber im Pflanzenkleide, in der Bewohnerschaft, der Zahl und Lage menschlicher Wohnplätze und in ihrem Zusammenschluss zu grösseren politischen Verbänden vollziehen sich schnell durchgreifende Wechsel. Es liegt demnach in dem Wesen der historischen Länderkunde begründet, dass sie weniger mit dem sich gleichbleibenden Canevas der Landesnatur als mit den bunt wechselnden Fäden des darauf eingestickten Culturbildes sich zu befassen pflegt. Nicht nur in dieser Auswahl ihres Stoffes, sondern auch in den Mitteln und der Methode ihrer Arbeit erweist sich die historische Länderkunde ursprünglich als ein Theil, nicht nur als eine Hülfswissenschaft der Geschichte; sie ist zunächst ein vollkommenes Gegenstück der Chronologie. Demgemäß macht sie auch alle Frontveränderungen der Alterthumsforschung mit und betheiligt sich bald an der philologischen Arbeit der Erklärung alter Schriftwerke, bald an der archäologischen Aufsuchung und Würdigung alter Kunstdenkmäler. Auf diesen Seitenpfaden des historischen Studienweges begegnen wir den ältesten gröberen Leistungen historisch-chorographischer Forschung, den Erläuterungen des homerischen Schiffskatalogs und den archäologischen Periegesen.

Das zweite Buch der Ilias umschliesst in der Aufzählung der griechischen Streitkräfte, welche zum Kampf um Troia vereinigt sind, eine reichhaltige Topographie des ältesten Griechenlands, welcher eine wesentlich dürftigere Übersicht der troianischen Bundesgenossen gegenübersteht. Als die alexandrinische Gelehrsamkeit daran gieng, die erhaltenen Blätter und Blumen aus dem längst vergangenen Blüthezeitalter des griechischen Geistes in das Herbarium ihrer gewaltigen Bibliothek

einzuordnen und mit kritischer Sorgfalt und pedantischer Genauigkeit jede Faser an ihnen zu betrachten, da ward um die Mitte des zweiten Jahrhunderts vor Christi Geburt auch der homerische Schiffskatalog der Gegenstand scharfsinniger und mit dem schwerfälligsten Rüstzeug eifriger Gelehrsamkeit geführter Untersuchungen. Über diesen 400 Versen erwuchs eine Reihe grundgelehrter Erläuterungsschriften, welche die älteste Topographie Griechenlands und der Troas zu enträthseln suchten. Demetrios von Skepsis, ein genauer Kenner seiner troischen Heimat, eröffnete die Forschung mit den 30 Büchern seines Τρωικὸς διάκοσμος, auf seinen Schultern stand bereits Apollodors Commentar zum Schiffskatalog, auch ein Werk von 12 Büchern. Diese philologischen Arbeiten sind verloren gegangen, aber ein bedeutender Theil ihres Inhalts ist, ohne die Eierschalen seines Ursprunges abzustreifen, übergegangen in Strabos Geographie. In ihr ist kein Abschnitt der speciellen Länderkunde so wunderlich missrathen, wie der, von dem man das Höchste zu erwarten berechtigt wäre: Griechenland. Die Einzelheiten seiner Topographie, aufgespiesst auf homerische Verse, am langsamen Feuer einer antiquarischen Interpretation allmählich durchrösten zu sehen, das ist ein höchst absonderlicher Ersatz für die ersehnte Landeskunde. Die Einschaltungen aus anderen Quellen, namentlich der Küstenbeschreibung Artemidors, vermögen den lebhaften Eindruck nicht zu verwischen, dass hier Homer-Erklärung getrieben wird, nicht Geographie. Aber die Gesammtheit dieser Commentare muss augenscheinlich alle Elemente enthalten haben zu einem ziemlich vollständigen historisch-topographischen Gemälde des ältesten Griechenlands, so gut es eine noch in den Anfängen historischer Kritik stehende Zeit überhaupt entwerfen konnte. Inwieweit Apollodor für diese Forschung neben der reichen Literatur, die ihm zu Gebote stand, auch die eigene Untersuchung der Örtlichkeiten zu Hilfe nahm, ist nicht sicher zu entscheiden. Demetrios von Skepsis hatte gerade in der genauen Ortskenntnis der Troas seine Stärke.

Diese von alten Erinnerungen verklärte Landschaft war auch die Heimat der archäologischen Periegese. Polemo von Troas, der unermüdlich wandernde Antiquar, „der Säulenschlächter“ στηλοκόπας, wie die Zeitgenossen spöttelnd den eifrigen Inschriftensammler nannten, begründete in der ersten Hälfte des 2. Jahrhunderts vor Christi diese Literaturgattung. Sie hatte anscheinend zahlreiche Vertreter, aber nur eines ihrer Werke ist erhalten geblieben: Des Pausanias archäologischer Führer durch Hellas. Die Aufsuchung und genaue Schilderung zahlreicher alter Ortslagen macht ihn zur Hauptquelle der neueren topographischen Erforschung Alt-Griechenlands. Aber eine historische Landeskunde ist dies Buch nicht. Die Topographie und die Routenbeschreibung bildet nur das Gerüst für die ausführliche Darstellung der Kunstdenkmäler und der an den einzelnen Cultstätten haftenden Mythen. Mag nun Pausanias — worüber heute mit vielleicht übertriebener Werthschätzung dieser Frage gestritten wird — selbst die Landschaften Griechenlands bewandert haben oder sich auf gute Gewährsmänner stützen, jedenfalls bezeugt sein Werk die Entwicklung einer sehr ins Einzelne dringenden antiquarischen Ortsforschung, welche neben ihren kunstgeschichtlichen Erfolgen auch reiche Ergebnisse für die historische Topographie ziemlich mühelos ernten musste. Vielleicht liegt gerade in der Leichtigkeit solcher Nachweisungen auf Grund vollständigerer Spuren, einer noch ununterbrochenen örtlichen Überlieferung und einer kräftig fliessenden Quellenliteratur die Erklärung dafür, dass diese historisch-topographischen Untersuchungen nebenbei von Textforschern und Ar-

chäologen betrieben wurden und sich nicht absonderten als eigene Disciplin.

Als nach langer Unterbrechung des historischen Interesses die Renaissance das Studium des classischen Alterthums neu belebte, lagen die Bedingungen für diesen Forschungszweig um vieles ungünstiger. Die Fluth der Völkerbewegungen hatte nicht nur viele Schöpfungen antiker Cultur zerstört, sondern vielfach selbst die Erinnerungen und Namen ihrer Sitze hinweggespült. Von der alten Literatur war nur ein Theil der Vernichtung entgangen und geraume Zeit musste vergehen, ehe man auch nur diese Reste wieder geistig beherrschte. Mit Eifer warf das 16. Jahrhundert sich auf das Studium des Ptolemäus, um an sein Erdbild die großen neuen Entdeckungen anzuschließen. Die Schwierigkeiten, welchen man dabei begegnete, erschütterten allmählich die Autorität des alten Geographen und stellten das neue Geschlecht vor die Aufgabe, das Bild des Erdkreises möglichst selbständig auf eigene Beobachtungen zu begründen. Diese Neugestaltung der Geographie kehrte das bisherige Verhältnis zwischen ihr und der Alterthumskunde um. Hatte diese eine Zeit lang der geographischen Arbeit die wissenschaftliche Grundlage geboten, so empfieng sie nun aus deren Hand neue Länderbilder, auf denen sie ihre alte Culturwelt unterzubringen hatte. Dass dies keine leichte Aufgabe sei, zeigte der erste eilige Versuch des Ortelius Thesaurus geographicus (1592), ein Lexikon der alten Geographie, welches den antiken Ortsnamen die entsprechenden neuen gegenüberzustellen unternahm. Es war ein Anlauf zu ernten, wo noch nicht gepflügt war. Jede Seite dieses Buches, das mit großem Fleiß eine recht geringe Urtheilskraft paarte, zeigt die Breite der Kluft, welche damals die festen Fußes fortschreitende zeitgenössische Länderkunde trennte von der unsicher tastenden, mit zusammenhanglosen einzelnen Einfällen an ein Chaos von Problemen herantretenden antiquarisch-topographischen Forschung. Wohl gelang hie und da der Localforschung, welche in das Alterthum einzelner Orte oder Landschaften sich vertiefte, ein Erfolg im engen Kreise. Wohl boten Darstellungen moderner Länderkunde, wie Camdens vortreffliche Britannia (1586) glückliche Seitenblicke in die Vergangenheit ihres Arbeitsfeldes. Aber ein durchgreifender, sicherer Erfolg war nur zu erhoffen, wenn eine bedeutende Kraft sich ausschließlich der Arbeit widmete, für größere Gebiete im Zusammenhange das antike Bild ihrer Oberflächengestalt und ihres Culturzustandes neu zu entwerfen, in zielbewusster Vereinigung eines erschöpfenden, kritischen Studiums der Quellen und einer gründlichen eigenen Kenntnis des Landes. Durch diese Beschränkung seines Zieles und die Vereinigung der für seine Erreichung erforderlichen Vorbereitungen auf zwei verschiedenen Wissensgebieten ward Philipp Clüver der Begründer der historischen Länderkunde. Geographisch war die Begrenzung, die Anlage, der Inhalt seiner Werke, historisch die Methode der Gewinnung und Verwerthung seines Stoffes. Cluver selbst hat sich immer als einen Geographen betrachtet, welcher in den Dienst der Alterthumsforschung trat. Die Geschichte verständlicher zu machen durch eine helle, auch das Einzelne der Dämmerung entreißende Beleuchtung ihres Schauplatzes, das war sein Ziel, das Wort „Geographia historiae lumen" die Devise seiner Lebensarbeit.

Seine Werke berühren den heutigen Leser zunächst fremdartig. Man tritt nicht vor ein fertiges wissenschaftliches Bauwerk, sondern ist Zeuge, wie die Quadern aus dem Steinbruch geholt, zur Brauchbarkeit behauen und zusammengefügt werden. Der Leser macht selbst diese

Arbeit mit. Da gibt es kein flüchtiges müheloses Genießen des Gewonnenen. Man ist mitten in der Werkstatt, zunächst am leichten Überblick etwas gehindert durch die Menge des vollständig vor Auge liegenden Rohmateriales der Quellenstellen, welche mitunter die reichliche Hälfte des ganzen Textes einnehmen. Aber bald hat man seine Freude an der behenden Hantierung des Meisters, an seinem Scharfblick, dem nicht leicht eine schadhafte Stelle des Materiales, nicht leicht der richtige Platz für seine zweckmäßigste Verwendung entgeht. Selbst wo er einmal fehlgreift, wirkt seine frische Zuversichtlichkeit anregend. Keinen Augenblick verlässt den Leser der unwiderstehliche Eindruck, wie eine Versumpfung schwieriger Fragen auf diesem Gebiete nicht anders verhütet werden kann, als durch die eindringende Energie eines selbständigen Geistes, der auf eigener Ortskenntnis fußt.

Diese Vereinigung weit verschiedener Vorbedingungen fand sich nach Clüver selten wieder in einer Person zusammen. Der Mehrzahl der Reisenden fehlte die literarische Stoffbeherrschung und die methodische Sicherheit der Untersuchung für historisch-topographische Fragen, der Fülle der Stubengelehrten die lebendige Anschauung und der verständnisvolle, praktische Überblick des Forschungsfeldes. Unter den Gelehrten des 17. Jahrhunderts hat nur einer die Fähigkeit bewiesen, auf Clüvers Bahn weiterzuschreiten: Palmerius (Paulmier de Grantmesnil 1587—1670). Der Torso seiner Graecia antiqua (1678) erinnert durch die in einzelnen Punkten von den Nachfolgern nicht wieder erreichte Fülle selbständiger Quellenkenntnis und durch die Kraft der Verarbeitung vielfach an Clüver, aber er schildert ein noch verschlossenes Land. An der Schwelle des 18. Jahrhunderts steht der grundgelehrte Christ. Cellarius (1638—1707). Seine Notitia Orbis Antiqui (Leipzig 1701 und 1706, 2 Bände 4°) ist das erste systematische Gesammtwerk für die Geographie des Alterthums. Aber nur in dem Umfange des Gegenstandes ist sie den Werken Clüver's überlegen, in der Vollständigkeit der Beherrschung der antiken Quellen ihnen schon nicht ganz ebenbürtig. Namentlich aber steht der Übersicht über die classische Literatur keine gleich gründliche Kenntnis der einzelnen behandelten Länder gegenüber. Die zeitgenössischen Reisewerke sind nicht ausgiebig genug zu Rathe gezogen. Daraus ergab sich von selbst ein Zurückhalten des eigenen Urtheils. Und wo dieses sich hervorwagt, wie in der Vertheidigung der ost-westlichen Längserstreckung, welche Herodot dem kaspischen Becken zuschreibt, wider die Einwände von Scaliger und Olearius, fehlt es nicht an starken Missgriffen.

Die Führung in der wissenschaftlichen Geographie fiel im 18. Jahrhundert den Franzosen zu. Ihre großen Kartographen griffen auch ungemein förderlich ein in die Fortentwicklung der historischen Länderkunde. Das gilt schon von Guil. Delisle, der die lange überschätzte Längsausdehnung des Mittelmeeres auf das rechte Maß beschränkte und zu durchgreifender Berichtigung der Umrisse aller umliegenden Länder schritt. Noch entscheidender aber ordnete der kritische Tact, der bewundernswerthe Scharfsinn und die ganz eigenthümliche Combinationsgabe Bourguignon d'Anville's (1697—1782) die Fülle der Einzelheiten des topographischen Bildes der Gegenwart wie der fernen Vorzeit. Nicht sein gedrängter Abriss der alten Geographie (Géographie ancienne abrégée 3 Bände, Paris 1768), sondern die Menge seiner Einzeluntersuchungen und deren kartographische Früchte geben den Maßstab seiner Leistungen für die Geographie des Alterthums, die doppelt erstaunlich erscheinen, wenn man gewahrt, dass d'Anville die

griechische Sprache nicht beherrschte, sondern für die Verwerthung ihrer Werke auf die Vermittlung älterer Forscher, namentlich des Cellarius, angewiesen blieb. Er war ein Geograph von Gottes Gnaden. Niebuhr, der ihn trefflich charakterisiert, beugte sich vor dem großen d'Anville als vor „einem der glänzendsten Genies, die er kenne."[1].

Mit ihm können nicht entfernt verglichen werden die fleißigen Autoren der großen bekannten Handbücher der alten Geographie in unserem Jahrhundert: Mannert, Ukert und Forbiger. Wohl aber bietet sich eine andere Parallele. Soweit in einer neuen Zeit mit veränderten Mitteln und Forderungen der Forschung überhaupt eine ältere wissenschaftliche Erscheinung sich wiederholen kann, nimmt in unseren Tagen für die historische Geographie Heinrich Kiepert den Platz ein, den d'Anville einst so glänzend ausfüllte. In Kieperts reicher Wirksamkeit zeigt sich auch deutlich die Entwicklung, welche die historische Länderkunde in unserem Jahrhundert genommen hat, die vollere Verwerthung ihrer Mittelstellung zwischen Geschichte und Geographie. Lange konnte es scheinen, als ob die Arbeitskammer der historischen Länderkunde nur nach dem Felde der Geschichte hinaus breite Fenster habe, von dort Licht empfangen und dahin eigene Leuchten strahlen lassen könne. Erst in unserem Jahrhundert ist die historische Länderkunde sich voller ihrer Zugehörigkeit zur Geographie bewusst geworden. In ihrer Arbeit kann man nun deutlich zwei Richtungen oder mindestens zwei Fronten unterscheiden.

Die Alterthumskunde hat in ihrem neuen Blüthezeitalter Anregung und Nahrung beinahe aus allen anderen Wissensgebieten zu ziehen gewusst, durch Tiefertreiben ihrer Wurzeln die Kraft gewonnen zu höherem Aufstreben. Sie hat in dieser Zeit auch die Erforschung des Schauplatzes der antiken Cultur eifrig gefördert und ausgenutzt. Nicht ohne Freude über den gewaltigen Umschwung kann der Geograph das Corpus Inscriptionum Latinarum vergleichen mit den Inschriftensammlungen früherer Jahrhunderte. Das Riesenmaterial, welches noch täglich weiter anschwillt, klärt sich schon durch die bloße geographische Gliederung und empfängt reiches Licht aus den Vorbemerkungen, welche für jeden alten Ort den Nachweis seiner Lage und die wichtigsten Nachrichten über seine Entwicklung, seine Wegeverbindungen, seine Bedeutung kurz vereinigen. So entsteht in vortrefflich organisierter Arbeit allmählich für das römische Weltreich das, was Cluver als Lebensaufgabe vorschwebte, was er für Italien wirklich im ersten großartigen Entwurfe ausgeführt hat, ein möglichst genaues Bild der antiken Siedelungsverhältnisse, dazu in den beigegebenen Karten Kieperts ein Specialatlas der alten Welt, wie ihn Niebuhr dem kommenden Geschlecht verheißen, „wenn wieder ein d'Anville aufsteht". In gleichem Sinne, um der Geschichte ihre Wege zu beleuchten, arbeiten selbständig zahlreiche rührige Forscher. Bursian's Geographie von Griechenland (Leipzig 1862–1872, 2 Bde.) und Ramsay's Historical Geography of Asia minor (London 1890) sind dem Ziele des Strebens nach volle Seitenstücke zu Cluver's Folianten, wenn auch der Fortschritt der Wissenschaft die Werkzeuge der Arbeit bedeutend verschärft und ihre Methoden verfeinert hat. Auch in Desjardins Géographie de la Gaule Romaine (Paris 1876–1885, 3 Bde.) und

[1] B. G. Niebuhr, Vorträge über alte Länder- und Völkerkunde. Herausgegeben von M. Isler, Berlin 1851, S. 9.

Tissots ausgezeichneter Géographie comparée de l'Afrique Romaine (Paris 1884—1888, 2 Bde.) liegt der Schwerpunkt der Leistung ganz auf antiquarischem Gebiet.

Von diesen großen Arbeiten unserer Zeit, welche durchaus im Dienste der Alterthumsforschung stehen, unterscheiden sich nun wesentlich eine Reihe von Werken, welche sich nicht damit begnügen die Lage alter Orte, den Zug alter Straßen, die Grenzmarken alter Staaten und Völker auszumitteln, kurz die kritisch-historische Begründung zu geben für die Zeichnung der antiken Karte, sondern sich die Aufgabe stellen, das Natur- und Culturbild eines Landes für eine Epoche seiner Vergangenheit in so festem innerem Zusammenhange, in derselben lebendigen Wechselwirkung zwischen Land und Leuten darzustellen, wie es verlangt wird von einer wissenschaftlichen Landeskunde der Gegenwart. Die Anregung zu dieser Behandlungsweise der historischen Geographie entsprang aus Carl Ritter's Lehrwirksamkeit. Es ist gewiss kein leerer Zufall, dass an Ritter's Seite der Alterthumsforscher den Peloponnes zu bewandern begann, der diesen Fleck altklassischer Erde zum Gegenstand der ersten Musterleistung dieser Richtung geographischer Arbeit sich erkor. Noch heut ist Curtius' Peloponnesos (Gotha 1851) das einzige voll und gleichmäßig ausgebaute specielle Werk dieser Art. Carl Neumann's allgemeiner physikalischer Geographie von Griechenland (Breslau 1885) fehlt das Gegenstück einer von gleichem Geist getragenen speciellen Landeskunde. Hoffen wir dass Nissens Italischer Landeskunde das Loos gleichmäßiger Vollendung beschieden sein möge, damit dem wackeren alten Clüver die deutsche Wissenschaft des XIX. Jahrhunderts eine Italia antiqua ihres Gepräges gegenüberstelle. Dann würde am vollkommensten am Beispiel eines Landes sich erkennen lassen der Entwicklungsgang der historischen Länderkunde, wie ihn diese Skizze zu schildern versuchte von den unselbständigen Anfängen im Alterthum durch die von Clüver eröffnete Epoche der Begründung dieser Disciplin als historischer Hilfswissenschaft bis zu ihrem heutigen Betriebe als integrirender Theil der wissenschaftlichen Geographie.

Dies letzte Wort bedarf vielleicht gegenwärtig einer kurzen Begründung. In welchem Verhältnis steht die historische Länderkunde zur Geographie? Um die Fülle der Erscheinungen, welche auf der Erdoberfläche wahrnehmbar sind, klar zu erfassen, theilt der Menschengeist ihre Betrachtung nach den Kategorien von Raum und Zeit: er sieht sie geographisch oder historisch an. Aber nur vorübergehend kann in ihm das Bewusstsein zurücktreten, dass diese Theilung nicht in den Dingen selbst begründet liegt, sondern in dem Willen des Betrachtenden. Sobald das Denken von dem einfachen Auffassen einer Thatsache weiter schreitet zu ihrem Verständniss, wird unvermeidlich dem Historiker das Nebeneinander, dem Geographen das Nacheinander von Ursache und Wirkung fühlbar. Wie jeder Naturkörper ist auch die Erdoberfläche ein Gewordenes und weiter Veränderliches. Ihr gegenwärtiger Zustand ist das Ergebnis einer langen Entwicklung. Kein Wunder, dass bei der Geographie, wie bei jeder Wissenschaft, die nach Vertiefung ringt, die Erforschung der Entwickelungsgeschichte ihres Studienobjektes in den Vordergrund tritt. Schon liegt in Pencks Deutschem Reich ein erster Versuch vor, die Länderkunde durchgreifend als Entwickelungsgeschichte zu fassen. Auch wer dies für verfrüht oder für grundsätzlich irrig hält, wird doch — so oft er um das Verständnis und die Würdigung des Vorhandenen sich bemüht, und davor darf keine Wissenschaft zurück-

scheuen — unweigerlich Vergangenes und Gegenwärtiges einander gegenüberstellen müssen. Nun ist allerdings nur ein kleiner Theil der Vergangenheit im strengen Sinne des Wortes Geschichte; aber sicher ist für das Verständnis des Gegenwärtigen kein Theil der Vergangenheit wichtiger als der, welchen die geschichtliche Forschung mehr oder minder vollkommen beleuchtet. Deshalb soll die geographische Wissenschaft nicht wähnen, in irgend einem Theile ihrer Arbeit der historischen Forschung und der historischen Methode völlig entrathen zu können. Wer der Geographie vorschreibt, dass sie nur einer Methode sich bedienen dürfe, wenn sie Anspruch mache, als einheitliche Wissenschaft zu gelten, muthet ihr einen Verzicht auf den freien Gebrauch ihrer Glieder zu, einen Verzicht, für den keine sachliche Nothwendigkeit spricht. Soll die Klimatologie in der Entwickelung der Lehre von den Klimaschwankungen sich beschränken lassen durch das Bedenken, dass nur eine völlig historische Behandlungsweise die Menge der Überlieferungen sichten und ordnen kann? Die prächtige kleine Arbeit Ed. Richters über die Gletscherschwankungen in den Alpen (Zeitschr. D. u. O. Alpenv. 1891) giebt ein recht handgreifliches Beispiel von der Unentbehrlichkeit historischer Kritik für die Klärung der Beziehung, die zwischen den Klimaschwankungen und den Oscillationen der Gletscher besteht. Und Sueß' Antlitz der Erde verliert in dem Abschnitt, welcher die Niveauänderungen der Küstenlinien behandelt, wahrlich Nichts dadurch, dass der Verfasser in der Durchsiebung des Chaos von Nachrichten, die über wirkliche und angebliche Beobachtungen sich gehäuft hatten, eine historisch-kritische Arbeit verrichtet.

Was für die physikalische Geographie einleuchtet, das gilt in noch höherem Maße für die Culturgeographie. Gerade in ihr wird man leicht gewahr, dass von den beiden Begriffen Erdoberfläche und Gegenwart, welche das Arbeitsfeld der Geographie räumlich und zeitlich bestimmen, keiner einer buchstäblichen, engherzigen Fassung fähig ist. Wie Ferd. von Richthofen in überzeugender Klarheit ausführte, dass die Erdoberfläche als Forschungsgebiet des Geographen nicht eine ideale unkörperliche Fläche am Boden des Luftmeeres ist, vielmehr eine mächtige Schicht, welche die für die Vorgänge an der Außenseite des Erdkörpers bedeutsamen Theile der Lithosphäre, Hydrosphäre und Atmosphäre zusammenfasst, so ist die Gegenwart dem Geographen nicht eine haarscharfe, wesenlose Grenze zwischen Vergangenheit und Zukunft, sondern sie umschlingt von der Vergangenheit mindestens den Theil, welcher nachwirkend fortlebt in der Gegenwart. Wie ein Querschnitt durch einen Pflanzenstengel nur dem Beschauer verständlich ist, welcher den ganzen Verlauf und die Leistung der von ihm getroffenen Gefäße sich vergegenwärtigen kann, so vermag den augenblicklichen Zustand eines Landes nur der voll zu erklären und treffend zu beurtheilen, welcher die Entwickelung dieses Erdenstriches und seine Leistungen auf früherer Stufe vergleichend überblickt. Nicht nur die Naturgaben selbst, welche einem Lande zufielen, sind veränderlich, sondern mehr noch ihr Werth. Wenn es die Aufgabe des Geographen ist, die Natur des Landes und deren Leistungsfähigkeit wissenschaftlich darzustellen, dann wird er die im Verlauf der Culturentwicklung sich vollziehende Entwerthung mancher Natureigenthümlichkeiten, die steigende Geltung anderer nicht unbeachtet lassen dürfen. Er wird nicht leicht unterlassen, nach einer möglichst lebendigen Vorstellung älterer Zustände des Landes zu streben, an dessen Schilderung es herantritt. Findet er von einer historischen

Landeskunde diese Aufgabe befriedigend gelöst, dann kann er sie dankbar als einen bereits geleisteten Theil seiner eigenen Arbeit begrüßen. Die historische Länderkunde in der Gestalt, welche ihr unser Jahrhundert gegeben, ist ein unentbehrliches Glied der ganzen geographischen Wissenschaft.

Beilage.

Ein Brief Clüver's

aus der Bibliothek der Universität Leiden

mitgetheilt von

Herrn Dr. W. N. du Rieu.

Philippus Cluverius Joanni suo Rutgersio S. D.

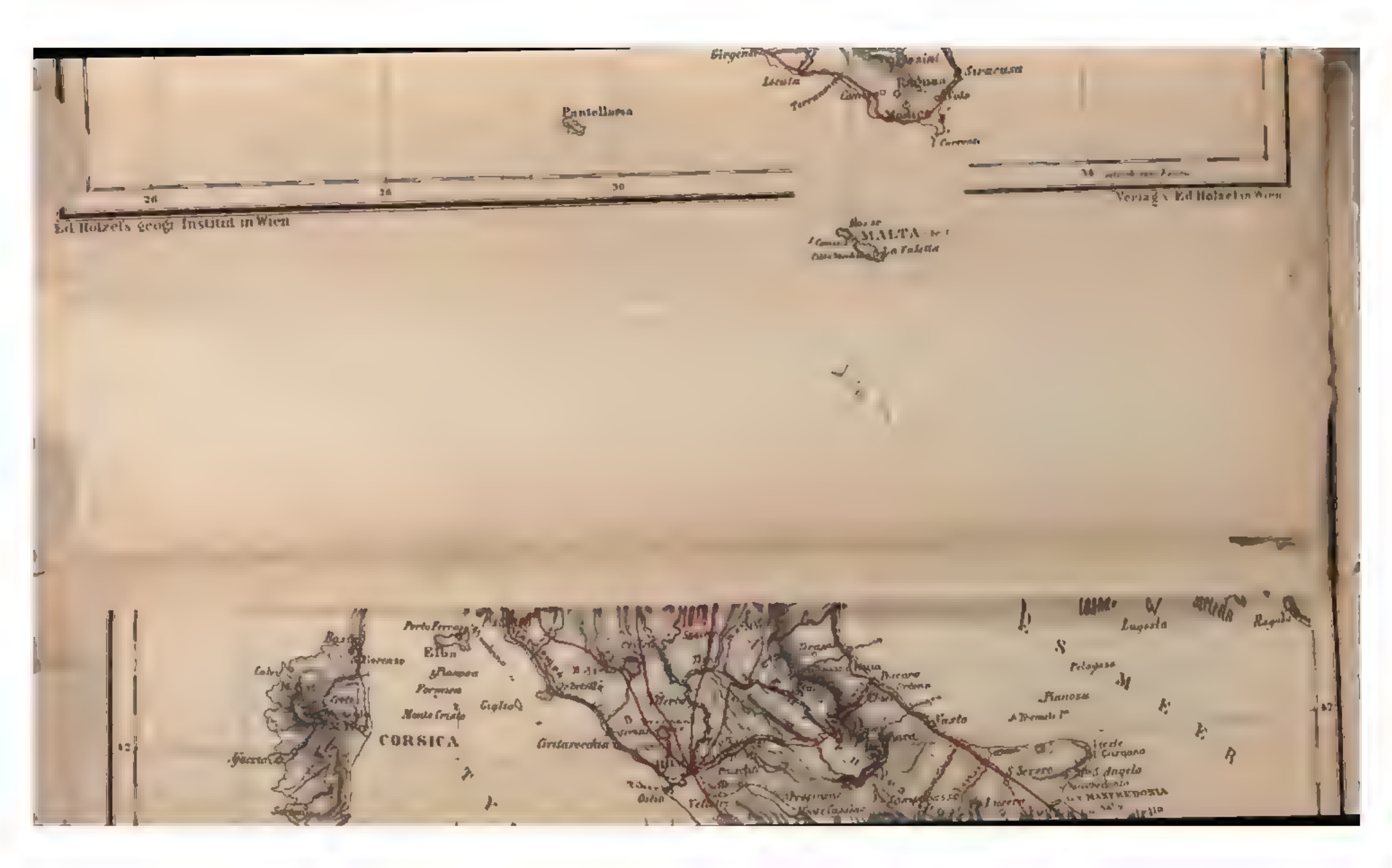
Quanto me honore atque gaudio adfeceris, iucundissime Rutgersi, postquam in tuam adscivisti amicitiam, malo mecum ipse tacitus reputare, quam pluribus apud te testari verbis. Exstabunt certe semper candidissimi erga te animi mei signa. In praesens doleo, prius oneri tibi esse amicitiam meam, quam usui. Tamen quia tuam in me propensitatem satis vel primo congressu perspexisse mihi videbar, haud dubitavi aliquantulum molestiae tibi deferre. Scilicet, quia animus est Angliam, vocatu magni nostri Casauboni, repetere urbemque vestram transire, nemine istic amicius mihi cognito, ad te sarcinas praemittere decrevi. Has igitur a nauta recipere atque in meum usque adventum (veniam autem intra biduum) adservare ne graveris summopere te oro. Pluribus te rogare verbis pergerem, ni et temporis angustiae prohiberent, et de tua facilitate nihil haberem, quod dubitem. Vale igitur et amantem ama. Lugduni Batavor. XV. ante Kal. Jun. MDCXI.

Aen myn zeer beminde goede vrynt
 Jan Rutgers, inde druyf, tot Dort in de wynstraete.
Hierby een tonneken
ende een cofferken.
De vracht is betaelt.



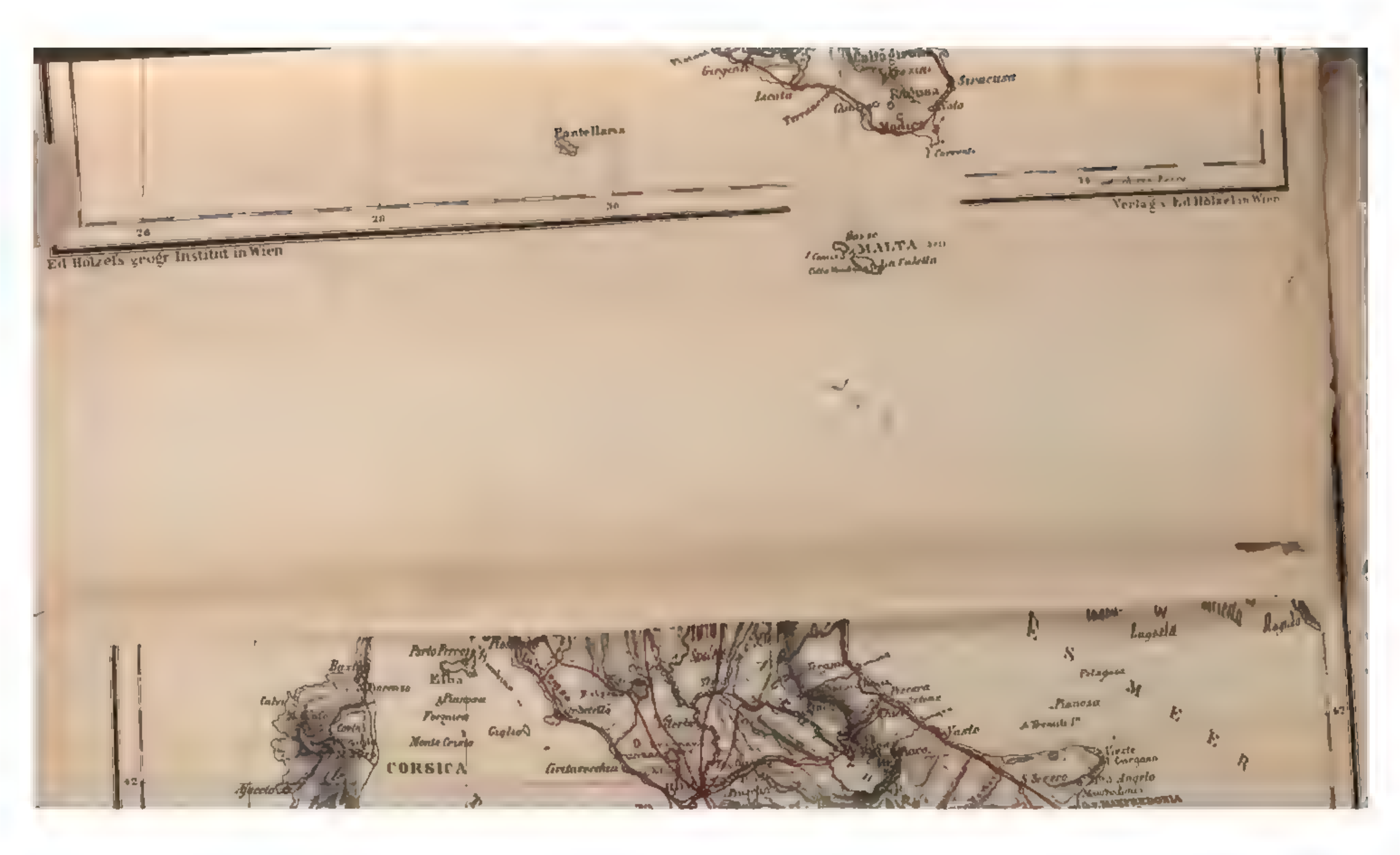
INHALTSÜBERSICHT.





Girgenti
Licata
Terranova
Ragusa
Modica
Siracusa
Noto
Pantelleria
Ed Holzels geogr Institut in Wien
Verlag v Ed Holzel in Wien
MALTA
La Valetta
Porto Ferrajo
Elba
Pianosa
Monte Cristo
Giglio
CORSICA
Civitavecchia
Ostia
Vasto
Pianosa
Lagosta
Ragusa
S. Angelo
MANFREDONIA




Syracusa
Ragusa
Licata
Girgenti
Pantellaria
MALTA
La Valetta
Ed. Hölzels geogr. Institut in Wien
Verlag v. Ed. Hölzel in Wien
CORSICA
Elba
Monte Cristo
Giglio
Civitavecchia
Pianosa
Pelagosa
Lagosta
Vasto
Vieste
S. Severo





Siracusa
Pantellaria
MALTA
Ed. Hölzel's geogr. Institut in Wien
Verlag v. Ed. Hölzel in Wien
CORSICA
Elba
Porto Ferrajo
Giglio
Civitavecchia
Pescara
Vasto
Lagosta
Pelagosa
Pianosa



ARBEITEN

DES

GEOGRAPHISCHEN INSTITUTES

DER

K. K. UNIVERSITÄT WIEN.

HEFT 2.

Dr. JOVAN CVIJIĆ,

DAS KARSTPHÄNOMEN.

WIEN UND OLMÜTZ.
ED. HÖLZEL.
1893

214

DAS

KARSTPHÄNOMEN.

VERSUCH

EINER

MORPHOLOGISCHEN MONOGRAPHIE

VON

DR. JOVAN CVIJIĆ

PROFESSOR DER GEOGRAPHIE AN DER HOCHSCHULE ZU BELGRAD.

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN.

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. ALBRECHT PENCK IN WIEN.

BAND V. – HEFT 3.

WIEN.

ED. HÖLZEL

1893.

Zugleich 2. Heft der Arbeiten des geographischen Institutes der k. k. Universität Wien.

EINLEITUNG.

Die Oberfläche vieler Kalkgebiete ist durch abgeschlossene Hohlformen charakterisiert, welche der Gleichsinnigkeit der Abdachung entbehren und von Penck *Wannen* genannt werden.[1] Es sind dies zahlreiche kleine rundliche Vertiefungen oder *Dolinen*, langgedehnte gewundene Wannen oder *blinde Thäler*, und breite und lange Wannen oder *Poljen*; überdies zeigt die felsige Oberfläche dieser Gebiete oft tiefe schmale Furchen, getrennt durch scharfe Firste; das sind die *Karren*. Im Innern der Kalkmassen treten verticale und horizontale, oft weitverzweigte Höhlen auf, welche nicht selten unterirdische Flussläufe bergen. Alle diese Formen stehen im Gegensatze zu jenen der impermeablen Gesteinsarten und verdanken ihre Entstehung der lösenden Wirkung, welche das atmosphärische Wasser direct oder indirect durch seinen Kohlensäuregehalt auf den Kalk ausübt. Nur auf reinen und nackten Kalksteinen sind daher diese Formen typisch ausgebildet und die Oberflächengestaltung des Landes ist allein von denselben beherrscht. Je mehr der Kalkstein thonige Bestandtheile enthält und je weniger die Lösungsrückstände entfernt werden, desto mächtiger wird der entstehende Zersetzungslehm, desto schwächer treten jene Phänomene auf, und kommen in der Oberflächengestaltung des Landes nicht mehr zur Geltung.

Alle jene Formen, welche auf nackten Kalksteinen vermöge der Auflösung derselben durch das kohlensäurehaltige Wasser auftreten, fassen wir als *Karstphänomene* zusammen und nennen ein Kalkgebiet, in welchem Karren, Dolinen, blinde Thäler und Poljen als die Formen der Landoberfläche erscheinen und welches durch Höhlen und unterirdische Flüsse ausgezeichnet ist, ein *Karstgebiet*. Die Gesammtheit der Formen eines Karstgebietes nennen wir eine *Karstlandschaft*.

In verschiedenen Karstgebieten sind bei der geologischen Aufnahme oder gelegentlich der geographischen Untersuchungen einzelne Karstphänomene bemerkt und nicht selten auch einer eingehenden Betrachtung unterzogen worden. Weit mehr als in allen übrigen sind diese Phänomene in den classischen Karstgebieten von Krain, Istrien und im ganzen östlichen adriatischen Küstenlande, dann in den von Süd-Frankreich untersucht worden, so dass diese Karstländer und ihre Karsterscheinungen zu den besterforschten gehören.

[1] Penck, »Die Formen der Erdoberfläche«. Verh. d. IX. deutschen Geographentages, 1891, p. 29.

Die Berichte über die geologische Aufnahme des adriatischen Karstes enthalten wichtige Beobachtungen über die morphologischen und hydrographischen Eigenschaften der einzelnen Karstgebiete, über ihr Verhältnis zu der Tektonik, sowie auch über die Bildung derselben. Wir heben hier von den Arbeiten, welche einzelne Gebiete des adriatischen Karstes behandeln, nur jene von Stache, Tietze, v. Mojsisovics und Reyer hervor.[1] Mit der Erforschung aller Karstphänomene im Krainer Karste und Feststellung ihrer Charaktere im allgemeinen befasste sich Schmidl[2] in seinem grundlegenden Werke über »Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas«. Er hat sich im Jahre 1850 vorgenommen, »eine genaue Topographie der Grotten und Höhlen« in Krain zu entwerfen und sein Werk enthält eine Fülle von präcisen Beobachtungen über Dolinen, insbesondere über die großen, steilwandigen Dolinen nördlich von Planina und über die tiefen Schloten von Cerna und Piuka Jama, weiter über die Mehrzahl der Höhlen und unterirdischen Wasserläufe in Krain. Ein ähnliches Ziel verfolgt für den Triestiner Karst die Arbeit von Moser.[3] Supan[4] fasst alle Resultate, welche über die Karstphänomene des adriatischen Karstes bekannt waren, in eine kurze Übersicht zusammen.

Über die Karstphänomene in Süd-Frankreich und im Jura hat Fournet eine eingehende, vorwiegend auf seinen eigenen Beobachtungen beruhende Darstellung entworfen.[5] Im Werke von Daubrée sind zahlreiche Ergebnisse der Forschungen in französischen Karstgebieten zusammengestellt.[6] Durch die Untersuchungen von Martel sind die Karstphänomene in den Causses der Cevenen bis zu einem solchen Grade erforscht, dass sie, auch in dieser Hinsicht, als ein Seitenstück zu jenen in Krain und im adriatischen Karste betrachtet werden können. Die Dolinen verschiedener Typen sind beschrieben und vermessen worden, einige unterirdische Flussläufe sind erforscht, so dass die Kenntnis der Oberflächengestaltung und der hydrographischen Verhältnisse der einzelnen Plateaus von Causses wesentlich gefördert ist.[7]

Auch eine systematische Behandlung der einzelnen Karstphänomene fehlt nicht. Über Karren sind zahlreiche Beobachtungen veröffentlicht; eine erschöpfende und bis zu einem gewissen Grade abschließende Arbeit über denselben ist die von Heim.[8] Die Arbeit von Ami Boué »Über die Karst- und Trichterplastik« ist die erste systematische, wenn auch lückenhafte Behandlung der morphologischen Eigenschaften der

[1] Stache, »Die liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte.« Abh. d. geol. R.-A. Bd. XIII. H. 1 1889. — Tietze, »Geol. Darstellung der Gegend von Karlstadt und dem nördlichen Theile des Canals der Morlacca.« Jhrb. d. geol. R.-A. 1873. — v. Mojsisovics, »Zur Geol. d. Karsterscheinungen.« Zeitschr. d. deutschen und österr. Alpenvereins 1880. — Reyer, »Studien über das Karstrelief.« Mitth. d. k. k. geogr. Gesellschaft. Wien 1881. p. 76 u. 101. [2] »Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas.« Wien 1854. [3] »Der Karst.« Jahresber. über das k. k. Gymnasium in Triest 1890. [4] Supan, »Österreich-Ungarn.« 1889, p. 286. [5] M. J. Fournet, »Hydrographie souterraine.« Mém. de l'Académie de Sciences Belles Lettres et Arts de Lyon VIII, 221—296. [6] Daubrée, »Les eaux souterraines.« I. p. 296 u. w. [7] Martel, »Sous terre.« Annuaire du Club Alpin Français 1888, p. 267. Annuaire d. C. A. F. 1889 p. 102. Annuaire d. Cl. A. F. 1890, p. 204, und 1891, p. 224. Les nouvelles grottes des Cevennes. Soc. languedocienne de geographie 1889. T. XII, I und II Trimestre. — Revue de géogr. Decembre 1889, p. 426. — Les Cevennes. Paris 1890. De Launay et Martel, »Note sur quelques questions relatives à la géol. des grottes et des eaux souterraines.« Bull. de la Soc. géol. de France. XIX. 1891, p. 142. [8] »Über die Karrenfelder.« Jahrbuch d. Schweizer Alpenclub. 1877—1878. Bd. 13, p. 421—453.

Dolinen.[1]) Über blinde Thäler und Poljen besteht keine erschöpfende Darstellung. Beide Karstphänomene, insbesondere die blinden Thäler, sind in verschiedenen Karstgebieten beobachtet und beschrieben worden, so dass auf der Hand dieser zahlreichen Beobachtungen eine systematische Behandlung derselben zulässig wäre. Die Höhlen waren der Gegenstand zahlreicher Monographien, wie derjenigen von Rosenmüller und Tillesius[2]), von Marcel de Serres[3]), Boyd Dawkins[4]), Fruwirth[5]) u. a.

Die Karstphänomene in ihrer Gesammtheit sind bislang nur sehr selten behandelt worden. Selbst in den neueren ausgezeichneten Werken von v. Richthofen[6]) und De la Noë und De Margerie[7]) ist von ihnen in ihrer Gesammtheit nicht die Rede. Neumayr[8]) entwarf im Capitel »Karstbildung« in seiner »Erdgeschichte« eine kurze, aber gediegene Übersicht des gesammten Karstphänomens. Die Karren, welche zuerst Zippe im adriatischen Karste beobachtete, sind hier als Karstphänomen beschrieben worden; die Bildung der Dolinen, Höhlen und Poljen ist auf Grund der Beobachtungen, welche Mojsisovics und Tietze vorbrachten, klar und scharfsinnig dargelegt. Polemischen Inhalts ist eine Arbeit von Tietze. Dieselbe beschäftigt sich mit der Discussion einiger Ansichten über die Entstehung verschiedener Karstphänomene und bespricht einzelne Eigenschaften derselben.[9])

Trotzdem also zahlreiche Angaben in der Literatur über das Karstphänomen vorhanden sind, fehlt eine zusammenfassende Monographie des gesammten Phänomens und der Verfasser hat sich zur Aufgabe gestellt, auf Grund seiner eigenen Beobachtungen und literarischen Quellen einen Versuch über die Oberflächenformen des Karstes zu wagen, bei welchem die Höhlen nur insoferne berücksichtigt wurden, als sie mit diesen Oberflächenformen in Verbindung stehen.

Die Beobachtungen, welche der Verfasser gemacht hat, wurden in Karstgebieten Ost-Serbiens, insbesondere im Kučaj- oder »Golubinje«-Gebirge angestellt, wo er sich durch drei Sommer mit den geographischen Untersuchungen und der geologischen Aufnahme befasst hat. Zum Zwecke der weiteren Studien des Karstphänomens unternahm er 1889 und 1892 zwei Bereisungen der adriatischen Karstgebiete, welche zusammen circa drei Monate dauerten. Die Gegenden, welche bei diesen Gelegenheiten eingehender untersucht wurden, sind die Umgebung von Unterloitsch und die Strecke zwischen Adelsberg und Planina in Krain, der Triestiner Karst, das Fiumaner Gebiet, sowie einige Gegenden der südistrischen Karstplatte, zwischen Pisino, Gimino und dem Arsathale und von Albona bis zum Monte Maggiore, der nordwestliche Theil des montenegrinischen Karstes, die Umgebung von Gacko in der Hercegovina und einige Strecken in Dalmatien. Überdies wurden Excursionen im mährischen Devongebiete und auf dem Dachsteinplateau gemacht.

Von großem Werte waren für meine Arbeit die Angaben, welche durch die Güte des Herrn H. Müller in Triest dem geographischen Institute der Wiener Universität zur wissenschaftlichen Verwertung zur

[1]) Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wissensch. in Wien, math.-naturw. Cl. XLIII. 1861. [2]) Beschreibung merkwürdiger Höhlen I und II, 1805. [3]) Essai sur les cavernes à ossements, 3-ième édit. Paris, Lyon, Montpellier 1838. [4]) Boyd Dawkins, »Die Höhlen und die Ureinwohner Europas«, 1876. [5]) »Über Höhlen.« Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins, 1885. Bd. XVI. [6]) »Führer für Forschungsreisende.« Berlin 1886. [7]) »Les formes du terrain.« Paris 1888. [8]) Neumayr, »Erdgeschichte« I, p. 453–461. [9]) Tietze, »Zur Geol. der Karsterscheinungen.« Jhrb. d. geol. R.-A. 1880. XXX.

Verfügung gestellt wurden. Einige Mitglieder der Section Küstenland des deutschen und österreichischen Alpenvereins, weiland Bergrath Hanke, dann die Herren Müller und Marinitsch unternehmen seit einer Reihe von Jahren eine systematische Erforschung des Triestiner Karstes. Über die Resultate ihrer zahlreichen Excursionen führen sie ein »Grottenbuch der Section Küstenland«, welches in zwei Bänden die Beobachtungen, Vermessungen und Pläne aller von ihnen untersuchten Dolinen und Höhlen enthält. Die Angaben aus diesen »Grottenbüchern« werden im folgenden, insbesondere bei der Feststellung der Typen der Dolinen, oft citiert werden.

Die Ausarbeitung des gesammten Beobachtungsmaterials an der Hand der Literatur wurde wesentlich gefördert durch die reiche Bibliothek der geologischen Abtheilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien, deren Benützung dem Verfasser in liberalster Weise gestattet wurde und derselbe fühlt sich veranlasst, Herrn Director Th. Fuchs seinen herzlichsten Dank hiefür auszusprechen.

Dem Vorstande des geographischen Institutes Universität Wien, in welchem die Arbeit ausgeführt wurde, meinem hochverehrten Lehrer Dr. A. Penck statte ich für den mir geleisteten Beistand und vielfache Unterstützung meinen besten Dank ab.

Die Hauptglieder des Karstphänomens, welche durch ihr Zusammentreten die Karstlandschaft bilden, sind oben bereits genannt worden. Sie werden im Folgenden einzeln besprochen. Zunächst sollen die Karren, welche den am besten gekannten Theil des Phänomens darstellen, eine kurze Erörterung finden. Ausführlicher wird die Betrachtung der am meisten verbreiteten und auffälligsten aller Karstphänomene, der Dolinen, sein, über welche verschiedene neue Beobachtungen mitgetheilt werden. Die Untersuchung der Karstthäler setzt naturgemäß eine Behandlung der Karstflüsse voraus, welche daher ein eigenes Capitel der Arbeit bildet. Den Poljen wird gleichfalls ein eigenes Capitel gewidmet, in welchem die Form und Wasserverhältnisse derselben eingehend dargelegt werden, wogegen die Bildung derselben nur in allgemeinsten Zügen beleuchtet werden konnte, weil einschlägige Beobachtungen fehlen. Hier bleibt für spätere Untersuchungen noch ein ausgiebiges Feld. Die Küste der Karstländer soll, unter Zugrundelegung der am adriatischen Gebiete, gewürdigt werden, auch hier bleibt die Lösung der Frage nach der Entstehung littoraler Karren der Zukunft vorbehalten. Den Schluss dieses Versuches über die Morphologie des Karstphänomens bildet die Betrachtung von dessen geologischer und geographischer Verbreitung.

I. Capitel: Die Karren.

Karren sind Oberflächenformen des reinen Kalksteines, welche aus schmalen Rinnen und dazwischen gelegenen Firsten bestehen. Die ersteren sind meist einige Decimeter, gelegentlich aber auch 5–10 *m* tief, die letzteren ragen zwischen den Furchen bis zu annähernd gleicher Höhe auf; sie sind entweder messerartig zugeschärft oder oben ziemlich eben aber mit scharfen Rändern, in welchem Falle ihre Oberfläche durch seichte secundäre Furchen eine Art Kannelierung erhält, die gegen die tiefste Stelle des Terrains zu verläuft. Ausgedehnte mit zusammenhängenden Karrenbildungen bedeckte Flächen nennt man **Karrenfelder**.

Von diesen typischen Karren unterscheiden wir die breiten gewundenen Furchen, in welchen Auswaschungskessel häufig sind, die durch rundliche Firsten von einander getrennt werden.[1] Dieselben werden von F. Simony auch als Karren bezeichnet, lassen sich aber von den typischen Vorkommnissen, denen alle Zurundung fehlt, leicht trennen.

Die echten Karren, Schratten oder Lapiez und Lapiaz[2] sind zuerst aus den Alpen bekannt geworden, wo man sie im Hochgebirge, besonders in der Nähe der Schneegrenze in großer Häufigkeit entwickelt fand, was wohl die Ansicht förderte, dass die Karren überhaupt an bestimmte Höhen gebunden sind, wie Ratzel noch kürzlich aussprach.[3] Diese alpinen Karren wurden von v. Mojsisovics als Vertreter des Dolinenphänomens der Karstländer angesehen,[4] sind aber auch hier vorhanden.

Vielfach wurden die Karren an der adriatischen Meeresküste, sowie auch an derjenigen des Peloponnes und der Jonischen Inseln beobachtet. Ein besonders schönes Stück eines Karrenfeldes beschreibt Stache an der Westküste von Istrien zwischen Stignano und Fasano; die Firste zwischen den Furchen sind oft mehr als ein Meter hoch.[5] Hilber hat in der Bucht zwischen Punta Pizzale und Punta Maturaga im Norden von Parenzo Erosionserscheinungen an der Küste beobachtet, welche an die Karrenfelder der Alpen erinnern. Dieselben Gebilde hat er an der Küste der Scoglien Caltoula und Barbaran bei Parenzo constatiert.[6] Aus den Untersuchungen von Boblaye geht hervor, dass die Kalkküste von Peloponnes oft durch eine continuierliche Zone von Karren aus-

[1] Simony, »Über die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergute«. »Berichte über die Mitth. der Freunde der Naturwiss. in Wien 1847«. I., p. 228. [2] Renevier, »Monographie des Hautes-Alpes Vaudoises«. »Matériaux pour la carte géol. de la Suisse 1890«, p. 499. [3] »Über Karren«, Leipzig 1891, p. 5. [4] v. Mojsisovics, »Grundlinien d. Geol. von Bosnien-Hercegovina«, p. 226. [5] Stache, »Die liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte.« Abh. d. geol. R. A. Bd. XIII, Heft 1, p. 14. [6] Hilber, »Geol. Küstenforschungen zwischen Grado und Pola am adriatischen Meere nebst Mitth. über ufernahe Baureste«. Sitzungsber. d. kais. Akademie der Wiss. in Wien, Bd. XCVIII, Abth. I, p. 51.

gezeichnet ist [1]) Auf der Südhälfte Ithaka's kommen diese Gebilde in den oberen Kreidekalken selbst im Meeresniveau vor. [2]) Auf Kephallenia sind Karren auf den höchsten Gipfeln des Aenos, sowie auch im Meeresniveau entwickelt. Ein 6—10 *m* breiter Saum von Karrenbildungen, die nur geschwärzt sind durch einen Überguss organischer Substanzen, bildet vielfach die Grenze zwischen dem fest zusammenhangenden Gestein und dem Herrschaftsbereich des Meeres. [3])

Auch die mittleren und die größeren Höhen des adriatischen Karstes zeigen Karren, und zwar habe ich dieselben bei Duare (Zadvarje) am Karstboden links von der Cetina in einer Höhe von 240 *m* und bei Osli Dol unweit Bersec in Istrien in ca. 560 *m* Höhe beobachtet. In der Hercegovina kommen die Karren oft vor, sodass sie ihren eigenen Namen (Škrape) haben; ich habe dieselben in der Gegend Ljut, im SW. des Gacko Polje in einer Höhe von ca. 930 *m* beobachtet. Im Karste vom nordwestlichen Montenegro traf ich Karren von 600 *m* Höhe angefangen bis zu den Gipfeln von 1500 *m* Höhe. Hassert hat ein Karrenfeld am Durmitor in Montenegro in einer Höhe von 2114 *m* beobachtet; [4]) auch er erwähnt die Karren in verschiedensten Höhen des montenegrinischen Karstes. A. Boué hat karrenähnliche Gebilde im Karste zwischen Blagaj und Nevesinje bemerkt. [5]) Zippe hat dieselben im Krainer Karste [6]), Zittel am Velebit, [7]) Hirz am Risnjakgebirge, nördlich von Fiume beobachtet. [8]) J. Partsch erwähnt die Karren auf den Gipfeln der Kephallenia. [9])

Auch aus anderen Karstgebieten wird das Vorkommen von Karren in den verschiedensten Meereshöhen berichtet. Penck hat dieselben auf den Felsen von Gibraltar beobachtet. Im Kučajgebirge Ost-Serbiens kommen karrenähnliche Gebilde an einigen Stellen in einer Höhe von 700—800 *m* vor. Im Jura finden sich Karren stellenweise in großer Häufigkeit [10]); noch häufiger treten sie in den Bergen bei Toulon und an einigen Stellen in Sicilien auf. [11]) Im Libanon nehmen die Karren höhere Regionen von 1000—2000 *m*, doch kommen sie auch in 200 *m* Höhe vor. Barriet-el-Hadschar sind Steinwüsten, in welchen, nach Diener, [12]) die Karren die wichtigsten Formen der Landoberfläche sind. In verschiedensten Höhen kommen die Karren im Antilibanon vor.

Diese Angaben dürften genügen, um zu zeigen, dass das Karrenphänomen zu den wesentlichen Oberflächenformen des Karstgebietes gehört, [13]) und dass also, wie übrigens Tietze schon zeigte, [14]) die Karren nicht als eine nördliche Facies des Dolinenphänomens angesehen werden können. Vielmehr kommen Karren und Dolinen im ganzen adriatischen

[1]) »Notice sur les altérations des roches calcaires du littoral de la Grèce.« Journal de géologie 1831, III, p. 152. [2]) J. Partsch, »Kephallenia und Ithaka«. Ergänzungsheft 98 zu Petermann's Mitth. 1890, p. 6. [3]) J. Partsch, Op. cit. p. 19. [4]) Hassert, »Reise durch Montenegro«, 1893, p. 134 und 135. [5]) A. Boué, »Über die Karst- und Trichterplastik im Allgemeinen.« XLIII. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. in Wien 1861, p. 9. [6]) Schmidl, »Die Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas. Wien 1854, p. 211. [7]) Zittel, »Die Morlakei und ihre Bewohner«. Österr. Revue 1864, p. 227. [8]) Dragutin Hirz, Schriften d. südslav. Akad. 1889, Bd. 98, p. 166 (in serbokroatischer Sprache). [9]) J. Partsch, l. cit. [10]) Ratzel, »Über Karren«, p. 5. [11]) Heim, »Über die Karrenfelder«. Jahrb. d. Schweizerischen A.-Vereines. Bd. 13, p. 411. [12]) Diener, »Libanon« 1886, p. 212. [13]) Neumayr, »Erdgeschichte«. I, p. 453. [14]) Tietze, »Zur Geol. der Karsterscheinungen«. Jahrb. d. geol. R.-A. XXX 1880, p. 748; — Im Jahrbuche d. geol. R.-A. 1885, p. 32 und in den Verhandlungen d. geol. R.-A. 1886, p. 352 polemisierte Tietze mit Diener, welcher sich der Ansicht von v. Mojsisovics angeschlossen hat. (Diener, »Ein Beitrag zur Geol. des Centralstockes d. Julischen Alpen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1884, p. 684 und im Libanon 1886, p. 226.)

Karste, sowie auch in anderen typischen Karstgebieten, vielfach mit einander vergesellschaftet, vor.

Die nordwestlichen Gehänge der Dolinen von Igrište und Toroviŝte im Kučajgebirge Ost-Serbiens zeigen eine Böschung von 30—50° und sind von Karren durchfurcht, deren Rinnen oft bis ein Meter tief sind und gegen den Boden der Dolinen zu verlaufen. Im Dugapass in Montenegro sind die nördlichen und westlichen Dolinengehänge durch typische Karren ausgezeichnet, welche meist aus schmalen Furchen und sehr scharfen Firsten bestehen. Bei der kleinen Festung Nozdre sind die steilen nordwestlichen Gehänge aller Dolinen von Karren durchfurcht. Die erwähnten Karren bei Gacko in der Hercegovina, sowie auch die bei Duare in Dalmatien kommen auf allen Dolinengehängen vor. In der Umgebung der Ochsenwiese am Dachstein beobachtete ich einige Dolinen, deren südwestliche Gehänge unzählige ausgeprägte Karren zeigen. Im Todten Gebirge, auf dem Plateau des Steinernen Meeres und in Berchtesgadener Bergen finden sich an den Dolinengehängen gut ausgebildete Karren. Fugger hat Karren in den Dolinen zwischen dem Salzburger Hochthron und dem Steinkaser und in der Doppeldoline am Gamsalkopf beobachtet.[1]) Diener berichtet über den mit Dolinen vergesellschafteten Karren in den Julischen Alpen. Nach demselben Autor kommen Karren in den Dolinen zwischen Rahleh und Raschája im Antilibanon vor.[2])

Aus obigen Zusammenstellungen erhellt, dass die Karren nicht an bestimmte Meereshöhen gebunden sind, sondern in allen Höhenlagen und in den verschiedensten Klimaten vorkommen, und namentlich ist hervorzukehren, dass sie sich keineswegs auf die Gebiete beschränken, welche während der Eiszeit vergletschert waren. Damit wird aus geographischen Gründen die noch kürzlich von Ratzel[3]) vertretene Ansicht haltlos, dass das Karrenphänomen durch die Schmelzwasser der alten Gletscher verursacht sei.[4])

Weder die Höhenlage, noch die räumliche Beschränkung auf die Gebiete der alten Vergletscherung sind also für die Verbreitung der Karren wesentlich. Die Bedingungen, unter welchen die Karren auftreten, sind folgende:

1. Sie kommen in jenen Gebieten vor, welche aus reinem Kalkstein bestehen: die erwähnten Karstgebiete, in welchen Karren in grösserer Häufigkeit auftreten, sind aus solchen Kalksteinen zusammen-

[1]) Fugger, Der Untersberg. Zeitschrift d. deutschen u. ö. A. V. 1880 p. 11. [2]) Diener, »Libanon« 1886 p. 212. [3]) Ratzel, »Über Karren.« p. 5. [4]) Wir weisen auch darauf hin, dass in den Gebieten der alten Gletscher postglaciale Karren constatiert sind; überdies sind ganz jugendliche Karren in verschiedenen Kalkgebieten beobachtet worden. Junge, in die Gletscherschliffe eingegrabene Karren wurden von Heim (Neujahrsblatt der Zürich. Naturf. Gesellsch. 1874, p. 14, Fig. 1) constatiert. Auf dem Dachsteinplateau finden sich die Karren ausschliesslich auf den zutage gehenden Kalkpartien und fehlen allenthalben auf dem von Moränen bedeckten Felsen. Auch jene Karren, welche an den Dolinengehängen vorkommen, sind postglacial. Penck, Vom Dachsteinplateau. Ausland 1892. Nr. 42. — Abrissungsflächen junger Bergabstürze zeigen Karren, wie die Platte auf dem nordöstlichen Gehänge des Watzmann-Nordeck. Penck, »Das Land Berchtesgaden« Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins 1885 p. 28.) In den seit Römerzeit verlassenen Steinbrüchen von hellem Kalkstein bei Aix sind viele Karrenfurchen in etwa 1800—1900 Jahren gebildet. (Heim, »Über die Karrenfelder« Jarb. d. Schw. A. V. 13 p. 421.) Ähnliche Karren hat Fugger (l. cit.) bei Fürstenbrunn unter dem Untersberg constatiert. Einzelne Felstrümmer der Slavini di San Marco bei Rovereto zeigen Karren, welche nicht älter als 1000 Jahre sein können. (Penck, Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. 1886 p. 397.)

gesetzt. Im mährischen Devongebiete und in den nördlichen europäischen Kreidegebieten, welche aus bituminösen und mergeligen Kalksteinen bestehen, fehlen die Karren.[1]

2. Typische Karren sind auf steilere Böschungen beschränkt; daher kommen sie so oft auf den steilen Dolinengehängen vor. Je weniger steil eine Fläche ist, desto mehr verschwinden die typischen Karrenformen. Wenn die Oberfläche horizontal ist, treten die Karren selten auf und dann sind sie unregelmäßig aus tiefen Löchern und schmalen Furchen zusammengesetzt. Wir werden sehen, dass die Beschränkung der typischen Karren auf steile Böschungen einen Gegensatz zu den Dolinen bildet, welche auf solchen Formen nur ausnahmsweise auftreten.

3. Wenn beide vorerwähnten Bedingungen vorhanden sind, so finden sich die Karren doch meist nur da, wo keine Vegetation und kein Zersetzungslehm oder eine Schutthalde die Felsen schützt und eine andauernde Benetzung derselben mit Wasser stattfindet, was auch Heim hervorhebt.

Die Verhältnisse, unter welchen die Karren auftreten, lassen keinen Zweifel darüber, dass dieselben lediglich durch die chemische Erosion entstanden sind, welche das über dem reinen Kalksteine abfließende Wasser auf denselben ausübt. Fraglich kann nur der Ursprung des Wassers sein, ob dasselbe ausschließlich aus der Atmosphäre stammt oder ob die ständige Umspülung der Karstküste mit den Wogen des Meeres gleichfalls zur Karrenbildung führt. Hiefür spricht zwar das nicht seltene Auftreten von Karren an der Küste, aber es muss im Auge behalten werden, dass keineswegs überall Karren an der Karstküste vorkommen. Ich fand keine Karren an der ganzen Küste der Quarnero von Rabac bis Porto Ré, ferner nicht bei Ragusa und bei Cattaro, so dass wohl die Frage entsteht, ob nicht vielleicht die auf nacktem Strande befindlichen Karren, gleich den im höheren Niveau auftretenden, durch atmosphärisches Wasser ausgetieft wurden. Nach Boblaye kommen zahlreiche Karren an der Karstküste des Peloponnes auch in 7—8 *m* Höhe über der Wogengrenze[2] vor. Jedenfalls erscheint es mir nicht zulässig, die immerhin noch fragliche Entstehung der Karren durch die Brandung zu verallgemeinern, so wie es Stache thut, welcher das Auftreten der Karren im adriatischen Karste auf frühere Meeresbedeckung, und zwar auf die Thätigkeit der Brandung zurückführt.[3]

Mag auch immerhin möglich sein, dass manche littorale Karren[4]

---

[1]) Wie die Karrenbildung von der Beschaffenheit des Kalksteins abhängig ist, zeigt dieses Beispiel von Fugger (Op. cit. p. 181 u. 182). Im Kreidekalke im Vottlbach zogen sich die Rinnen in der Richtung der zu 40° geneigten Fläche hin, dort aber, wo eine Rinne auf einen Knollen dichteren Kalkes traf, umzog sie denselben im Halbkreis, um dann wieder die ursprüngliche Richtung fortzusetzen. — Diener hat zu beweisen versucht (Libanon, p. 228), dass die Bildung von Karrenfeldern durch reine gut geschichtete Kalksteine, jene von Dolinen dagegen durch ein dichtes minder deutlich geschichtetes Material begünstigt wird. Es liegen mir keine Beobachtungen vor, welche eine Beschränkung dieser zwei Arten von Karstphänomenen auf Riff- oder geschichtete Facies des Kalksteines zulassen würden. Im ganzen adriatischen Karste sind Karren und Dolinen in demselben Kalksteine. Die Dolinen des Untersberges sind zwar in eine durchaus inhomogene Schichtmasse eingesenkt, in demselben Kalke aber kommen zahlreiche, oft mit Dolinen vergesellschaftete Karren vor. [2]) Boblaye, Op. cit. p. 1[illegible]6. [3]) Stache, »Die liburnische Stufe« Abhandlung der geol. R.-A. 1889. B. XIII. Heft 1, p. 14. [4]) Es wäre interessant, festzustellen, ob diese Strandkarren wirklich den echten Karren gleichen, oder ob sie vielleicht den eingangs erwähnten rundlichen karrenähnlichen Furchen entsprechen, die Simony mit Recht als [illegible] Gebilde hinstellt. Da ich überhaupt keine Strandkarren zu sehen bekam, konnte ich diese Frage nicht entscheiden.

durch die Brandung entstanden sind, so gilt dies gewiss nicht von der bei weitem überwiegenden Menge der bis in namhafte Höhen vorkommenden Karren. Für diese kommt ausschließlich das atmosphärische Wasser in Betracht, und ich vermag für die Karrenbildung in den Karstländern keine andere Erklärung anzustellen, als die von Heim näher begründete[1], zumal, da die Erscheinung der Karstkarren und der alpinen Vorkommnisse vollkommen übereinstimmt.

II. Capitel: Die Dolinen.

A. Definition und Name.

Die Doline ist eine Wanne von kleinem, rundlichem Umfang und nicht allzu bedeutender Tiefe, welche im Kalksteine eingesenkt ist; ihr Durchmesser variiert meist innerhalb der Grenzen von 10—1000 Meter, ihre Tiefe bewegt sich zwischen 2—100. Manche dieser Gebilde führen zu Höhlen, weit verzweigten Höhlengängen und unterirdischen Flussläufen, die Mehrzahl derselben aber stellt oberflächliche Gebilde dar, welche ihre Fortsetzung nach unten in Fugen und Spalten finden. Wir fassen also unter dem Namen Doline alle kleineren trichterförmigen Einsenkungen zusammen, welche den Karstgebieten ihren eigenthümlichen landschaftlichen Charakter verleihen. Neben den Dolinen kommen in den Karstgebieten grosse Wannen vor, welche in der Hercegovina Poljen genannt werden.

Indem wir den Begriff Doline ausschließlich auf trichterförmige Vertiefungen im Kalksteine und dessen Schuttbedeckung beschränken, ermöglichen wir dieselben von anderen ähnlich aussehenden, genetisch aber verschiedenen Gebilden zu trennen. Die Riesentöpfe, die kleinen Löcher und Aushöhlungen, welche in den verschiedensten Gesteinen auftreten, die brunnenförmigen Vertiefungen im Gyps und Löss, die schüsselförmigen Einsenkungen im Flussalluvium und verschiedene Evorsionsformen in Gletschergebieten, sind von Dolinen streng zu unterscheiden.

Durch eine große Anzahl von Ausdrücken, welche meist Synonima sind, werden in verschiedenen Karstlandschaften die kleinen schüssel- und trichterförmigen Vertiefungen bezeichnet. In Süd-Frankreich und im französischen Jura nennt man sie entonnoir, bétoir, anselmoir, emposieu,[2] cloup[3]) etc. Die englische Sprache besitzt dafür die Namen swallow hole, sink hole[4]) und cockpit.[5]) Die deutsche Zunge hat für Dolinen nur einen Volksnamen Hühle,[6] welcher im Frankenjura üblich ist; in der Literatur werden meist die Bezeichnungen Trichter, Karsttrichter, Einsturztrichter, Sauglöch u. s. w. gebraucht. Im Italienischen werden die Dolinen Buso genannt.[7]) In der čechischen Sprache

[1]) Heim l. cit. [2]) M. J. Fournet. »Hydrographie souterraine.« Mém. de l'Académie des Sciences Belles-Lettres et Arts de Lyon VIII, 221—296. pag. 13 (Sep.-Abdruck). [3]) Martel, »Sous terre IV-ème campagne.« Annuaire du Club Alp. fr. 1891. p. 212. [4]) Words, »Geol. Observations in South Australia.« London 1862. p. 63. [5]) Sawkins, »Geol. of Jamaica.« p. 212. [6]) Gümbel, »Geogn. Beschreibung der fränkischen Alb.« (FrankenJura) 1891. p. 47; Endriss (Blätter des schwäbischen Albvereins 1892. N. 10. p. 183) nennt sie Erdtrichter. [7]) Schmidl. Op. cit. p. 194 (Foglio 48 und 36 der italienischen Specialkarte 1 : 25000).

(im mährischen Devongebiete, heißen die Dolinen **Zavrtky**.[1]) Großen Reichthum an Namen für Dolinen besitzen die südslavischen Sprachen, insbesondere die Serbokroatische. In Serbien heißen die Dolinen **vrtača** (von vrteti = bohren) und ponikva (Saugloch), in Dalmatien **vrtlina**, in Montenegro **Do** (Dol), in Istrien **Dolac**, in Südwestkroatien **Duliba**. Der Name **Dolina** kommt als Bezeichnung für die kleinen Einsenkungen nur in einigen Gegenden von Krain vor, wo keine normalen Thäler vorhanden sind insbesondere im Gebiete zwischen Laibach und Planina; sonst wird mit diesem Namen in den südslavischen Sprachen das Thal, besonders das Flussthal bezeichnet.

Der Name Doline (wörtlich Thal) ist also für die abgeschlossenen kleinen Vertiefungen nur beschränkt im Gebrauche. In der Literatur, welche das Karstphänomen behandelt, hat sich derselbe aber vollständig eingebürgert und ist mit seinem Gebrauche keine Mehrdeutigkeit verbunden, wesshalb derselbe auch hier beibehalten wird.

Die zu Höhlen führenden, schlotförmigen Dolinen werden in den südslavischen Sprachen **Besdno** und **Stromor** (ohne Grund), **Zwekara** (klingende Doline), **Jama** (Grube) und **Luknja** (Krain) genannt. Für dieselben sind in der čechischen Sprache die Ausdrucke **Propast** und **Propadany** üblich.[2]) Die französische Sprache besitzt für sie eine Menge von Namen, wie **Aven** und **Igue**,[3]) **Abime**, **Goufre Goule**,[4]) die englische Namen: **Ligt hole**, **native well**, **sink**[5]) u. s. w. Mit dem französichen Ausdrucke Aven und dem englischen Light hole sind zwei morphologisch verschiedene Arten von schlotförmigen Dolinen am passendsten bezeichnet; wir werden sie in dieser Arbeit als Bezeichnungen für bestimmte Formengruppen einführen.

B. Die Formenverhältnisse.

I. Die normalen Verhältnisse.

Am meisten verbreitet in jedem Karstgebiete sind **kleine** schüssel- und trichterförmige Dolinen von kreisrundem oder elliptischem Umfange, einer Tiefe von 2—20 *m*, im Mittel 7—8 *m* und einem Durchmesser von 10—120 *m*, im Mittel 50 *m*. Die angegebenen Zahlen sind Mittel aus 300 Messungen, welche ich an den kleinen Dolinen in Ost-Serbien und im adriatischen Karste, und zwar in Krain, Istrien, Montenegro und in der Hercegovina ausgeführt habe.

Diese typischen Dolinen treten theils vereinzelt, theils aber so dicht neben einander auf, dass man auf einem Quadratkilometer oft 40—50 derselben zählen kann:[6]) sie verleihen jeder Karstlandschaft ihr charakteristisches Gepräge und spielen in derselben eine ähnliche Rolle wie die kleinen Erosionsformen in einem undurchlässigen Terrain. Unser Kartchen, Seite 44, stellt eine derartige Dolinenlandschaft dar.

[1]) M. Kříž »Die Höhlen in den mährischen Devonkalken u. ihre Vorzeit.« I. Die Sloupérhöhlen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1891, XLI, p. 443. [2]) Kříž, Jhrb. d. geol. R.-A. XXXIII, 1883, p. 266. [3]) Martel, »Annuaire du Cl. A. F.« 1889, p. 101; Annuaire 1890, p. 267. [4]) Fournet, Op. cit. p. 13 (Sep.-Abdruck). [5]) Sawkins, »Geol. of Jamaica« p. 243. [6]) Nach Zählungen, welche ich bei Ravnik (Unterloitsch) in Krain, Gat in der Hercegovina und Broćanac in Montenegro vorgenommen habe. Der Originalaufnahme der Specialkarte 1 : 25000 entnahm ich, dass im Fiumaner Karste, östlich von Castua 40 Dolinen auf 1 km^2 kommen.

Bei den echten kleinen Dolinen sind drei durch Übergänge verbundene Hauptformen festzustellen:

1. Schüsselförmige Dolinen, welche im Verhältnisse zu ihrem Durchmesser eine geringe Tiefe besitzen; wir wollen ihnen alle Dolinen zuzählen, bei welchen der Durchmesser etwa zehnmal größer ist als die Tiefe (D = 10 h). Der Böschungswinkel der Dolinengehänge bewegt sich innerhalb der Grenzen von 10—12°.

Nimmt die Tiefe im Verhältnisse zum Durchmesser zu, haben wir die zweite Hauptform

2. Die trichterförmige Doline. In dieser Gruppe werden wir alle diejenigen zusammenfassen, deren Durchmessser ungefähr der doppelten oder dreifachen Tiefe gleichkommt (D = 2 h, D = 3 h). Die Böschung der Gehänge erreicht 30—45°. Während die schüsselförmigen Dolinen einen verhältnismäßig breiten Boden besitzen, wird derselbe bei den trichterförmigen mit der zunehmenden Tiefe auf einen immer kleineren Raum reduciert. Was die Häufigkeit anbelangt, stehen die trichterförmigen hinter den schüsselförmigen Dolinen zurück. Ich fand durch Messungen in Montenegro und in der Hercegovina das Verhältnis beider von 1 : 4, in Krain 1 : 6, in Istrien sogar 1 : 10.

3. Die dritte Form sind brunnenförmige Dolinen. Es sind dies Löcher mit steilen, gelegentlich mit fast senkrechten Wandungen, welche entweder jäh und unvermittelt oder am Boden der Dolinen auftreten. Im letzten Falle haben wir gewissermaßen mit einer Übergangsform zwischen Trichter und Brunnendoline zu thun. Der Durchmesser der brunnenförmigen Dolinen ist in der Regel kleiner als ihre Tiefe (D < h). Diejenigen in der Umgebung von Unterloitsch (Ravnik) in Krain besitzen eine Tiefe von 15—20 *m*, einen Durchmesser von 2—5 *m*. Im Vergleich mit schüssel- und trichterförmigen Dolinen kommt dieser Typus äußerst selten vor; auf einer Fläche von 4—5 *km*² in der Umgebung von Unterloitsch in Krain konnte ich nur sechs brunnenförmige Dolinen wahrnehmen.

Unter den brunnenförmigen Dolinen kommen auch solche Formen vor, welche sich nicht senkrecht in die Tiefe erstrecken. Die Doline Prëidol bei Repentabor (Triestiner Karst) stellt eine geneigte brunnenförmige Doline dar, mit einem Durchmesser von circa 20 *m* und einer Tiefe von 15 *m*. Eine Abweichung von der typischen Form zeigt die Doline Hrib bei Basovica: sie besteht aus einem senkrechten Brunnen, welcher sich in geringer Tiefe in zwei geneigte kurze theilt.[1] Die geneigten Dolinen dieser Gruppe gehören zu den Formen der Landoberfläche, welche, ähnlich wie die Höhlen, nicht in eindeutiger Weise auf das Meeresniveau projicierbar sind.[2] Es entwickelt sich also eine Beziehung zwischen diesen Brunnendolinen und den Höhlen. Noch engere Beziehungen zu den Höhlen zeigen die dolinenähnlichen Gebilde der folgenden Gruppen, welche eigentlich verticale Höhlen genannt werden sollten. Ich theile in Folgendem die Maße einiger brunnenförmiger Dolinen im Krainer und Triestiner Karste mit:

[1] Grottenbuch der Section Küstenland Bd. I. — [2] Penck, »Die Formen der Erdoberfläche.« Verh. d. IX. deutschen Geographentages in Wien, p. 29.

(im mährischen Devongebiete) bei [illegible]
Reichthum an Namen für Dolinen [illegible]
insbesondere die Serbokroaten [illegible]
(von vrteti = bohren) und po[illegible]
in Montenegro Do, Dol[illegible]
Der Name Dolina kom[illegible]
nur in einigen Gegen[illegible]
vorhanden sind [illegible]
sonst wird mit d[illegible]
besonders das [illegible]

Der Na[illegible]
kleinen Ve[illegible]
welche [illegible]
eingel[illegible]
hin [illegible]

[illegible]	Durchmesser	Tiefe
[illegible]	20 m	15 m
[illegible]	15 m	25 m
[illegible]		25 m
[illegible]	–	28 m
[illegible]	2·5 m	20 m
[illegible]	10 m	70 m
[illegible]		60 m
[illegible]	–	58 m
[illegible][1]	–	68 m
[illegible]	–	13 m
[illegible]	–	8 m
[illegible]koa[4]	–	83 m
[illegible]	5–6 m	18 m
[illegible][3]	ca. 50 [illegible]	70 m
Kephalonia[5]	8 m	15 m

[illegible] Dolinen kommen in jedem Karstgebiete. [illegible] Auf dem Dachsteinplateau habe ich einige in [illegible] und der Ochsenwieshöhe beobachtet. [illegible] einer Tiefe von 2—4 m einen Durchmesser von [illegible] Dolinen von dieser Form sehr selten. Sie befinden [illegible] Nähe großer Schneeflecken, dienen als Ponore für das [illegible] sind oft selbst mit Schnee erfüllt. Eine große [illegible] Doline von rundlichem Querschnitte ist das Thiergarten- [illegible] Dachsteinplateau. Seine Seitenwände sind überhängend, [illegible] zwei sich durchkreuzenden Verwerfungen durchsetzte Nordwest- [illegible] dagegen senkrecht und durch Ablösungsflächen charakterisiert, [illegible] welchen grobe Trümmer abrutschten und den Boden bedecken.

Das Land zwischen den Dolinen.

Die Gebiete, in welchen schüssel- und trichterförmige Dolinen in großer Anzahl auftreten, stellen im Triestiner Karste kahle Steinwüsten dar, welche durch ein zerrissenes Gelände und unregelmäßige Plastik charakterisiert sind. Die Dolinen sind die einzigen Gebilde, welche die Monotonie der Karstwüste unterbrechen und bewirken, dass Hoch und Niedrig zum Ausdrucke kommt. Neben den typischen kleinen Dolinen erscheinen hier häufig auch größere, welche einen Durchmesser von [illegible] 100 m und eine mittlere Tiefe von 10—15 m haben, an den unterirdischen Lauf der Reka sind einige steilwandige tiefe Schlote gebunden. Die Erhebungen zwischen den Dolinen sind von stark zerklüfteten, oft scharfkantigen Felsen eingenommen, welche Anfänge der Karrenbildung und kleine, verticale Löcher aufweisen[8]. Der Karst

[1] Grottenbuch der Section Küstenland in Triest I und II. [2] Putick, Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. 1887, p. 561; dieselbe Zeitschrift 1891, p. 483. [3] Schmidl, Grotten und Höhlen von Adelsberg, Lueg und Planina, p. 158. [4] Hrasky, Mitth. d. Section für Naturkunde, 1889, p. 77. [5] Schmidl, »Op. cit.« p. 159. [6] Lorenz, »Verh. d. geol. R. A.« 1859, p. 142. [7] Partsch, »Kephallenia und Ithaka«. Ergänzungsheft Nr. 98 zu »Petermann's Mitth.« 1890, p. 19. [8] »Man bemerkt oft auf dem Karste eine Unzahl von kleinen Vertiefungen und Höckern, so dass [illegible] das Ganze nicht besser als mit einem, sehr unregelmäßigen Netze verglichen werden kann, welchem die härteren Theile des [illegible] die ausgehöhlten, durch Regen- und Schneewasser herausgefressenen Theile die Maschen vorstellen würden.« A. Boué, »Über die Karst- und Trichterplastik im allgemeinen. Bd. XLIII, Sitzb. d. k. Akademie d. Wissensch. p. 9.

vom nordwestlichen Montenegro und von der Hercegovina zeigt dieselben Verhältnisse, nur in größerem Maßstabe; selbst die Gehänge der Dolinen sind oft durch ausgeprägte Karrenbildungen ausgezeichnet. Es kommen in diesem Karstgebiete auch sehr große Dolinen vor, welche einen Übergang zu den Poljen bilden. — Nicht überall ist das Land zwischen den Dolinen nackt und zerfressen; oft ragen an der Oberfläche nur einzelne stumpfe Felsen hervor, welche in ihrer Anordnung den Schichtköpfen entsprechen; zwischen denselben haben sich kleine Mengen von terra rossa angesammelt, welche ein spärliches Gedeihen von Gras und Buschwerk ermöglichen, wie z. B. in der Umgebung von Gackopolje in der Hercegovina und von Broćanačko Polje in Montenegro.

Denselben, milderen Charakter, zeigt auch der größere Theil des Krainer Karstes, überdies treten in demselben zwischen typischen Dolinen, auch steilwandige, schlotförmige auf, welche an das unterirdische Stromsystem der Laibach gebunden sind. — Es kommen in jedem Karstgelände bewaldete, ebenso stark von Dolinen besetzte Karstflächen vor, welche doch landschaftlich keinen so öden Eindruck machen, wie z. B. die Umgebung von Unterloitsch (Ravnik) in Krain, von Lič und Fužine in Kroatien u. a. Kahlheit des Landes und Karstphänomen sind also keineswegs miteinander verbunden, und unrichtig ist es, ein kahles Land als verkarstet zu bezeichnen.

Das Karstgelände der südistrischen Karstplatte zeigt keine so großen Höhenunterschiede, wie die vorerwähnten; die Dolinen besitzen geringere und gleichmäßigere Tiefen. Auch die Größe der Dolinen weist keine großen Abweichungen auf; so dass bei weitem die überwiegende Zahl derselben jenen Dimensionen entspricht, welche wir als normale aufgestellt haben. Solche typische Dolinen kommen in so großer Häufigkeit vor, dass einzelne Partien der südistrischen Platte wirklich blattersteppig erscheinen. Es kommen außerdem noch flache, kaum bemerkbare Wannen vor, welche bei einer sehr geringen Tiefe verhältnismäßig großen Durchmesser haben. Die schlotförmigen Dolinen sind äußerst selten oder fehlen vollständig. Weder die Dolinen noch die kleinen Erhebungen zwischen ihnen zeigen den zerklüfteten Kalksteinboden: in der Regel ist die Landoberfläche mit einer 0,1—1 *m* mächtigen Schicht von terra rossa bedeckt. Solche schwach undulierte Partien der südistrischen Platte sind von Getreidefeldern, Weinbergen, Grasflächen oder auch vom Gesträuch eingenommen, so dass man hier keine Vorstellung von der Oede und Wildheit des übrigen adriatischen Karstes bekommt.

Das mährische Devongebiet zeigt mehrfach ähnliche Verhältnisse wie die südistrische Karstplatte. Keine steinige Oberfläche, die Erhebungen, sowie auch der Boden der Dolinen mit einer Decke von Zersetzungslehm bedeckt, alles bebaut oder auch dicht bewaldet. Die flachen Wannen kommen auch hier vor, die Schlote sind an die unterirdischen Flussläufe des Punkwasystems (Macocha) gebunden. Die Dolinen sind selten und zeigen meist Schüsselform: es unterscheidet sich dadurch das mährische Gebiet auffallend von dem adriatischen Karste.

Die Plateauoberflächen der nördlichen und südlichen Kalkalpen sind auch durch Karstphänomen ausgezeichnet. Dolinen treten auf ihnen meist stellenweise, aber in so großer Häufigkeit wie im echten Karste auf, sind jedoch mit tiefen Karren combiniert. Auch die flachen Depressionen zwischen den einzelnen Klotzbergen, welche aus dem Plateau

hervorragen, sind reich an Dolinen, und »die Oberfläche alles Gesteines ist rauh und ausgefressen, als wären einst Säuren darauf herabgeregnet«. [1])

2. Abweichungen von den normalen Größen und Formverhältnissen.

Es kommen im Karstgelände schüssel- und trichterförmige Dolinen vor, welche durch ihre horizontalen Dimensionen von den typischen abweichen. Es treten dabei mehrere Arten solcher Abweichungen deutlich hervor.

Erstens finden sich schüsselförmige Dolinen mit sehr kleinem Durchmesser, welche manchmal kaum bemerkbar sind. Ich habe solche im Karstgebiete von Ost-Serbien beobachtet, wo sie stellenweise in größerer Zahl auftreten. Im mährischen Karstgebiete, nördlich von der Macocha, beobachtete ich drei Dolinen, welche bei einem Durchmesser von ungefähr 3—4 *m*, 0·5 *m* Tiefe besitzen.[2]) Ihr Rand ist so schwach ausgeprägt, dass es unmöglich erscheint ihren Durchmesser genau zu fixieren. Oft trifft man auch trichterförmige Dolinen mit kleinem Durchmesser. Im Triestiner und Istrianer Karste messen dieselben 3—10 Meter Durchmesser und 1—3 Meter Tiefe. In großer Anzahl liegen solche Dolinen auf einer flachen Barrière, welche das Njeguško Polje von Dugi Do (Lange Doline) in Montenegro trennt; dieselben zeigen bei gleichem Durchmesser etwas größere Tiefe.

Ferner gibt es große schüsselförmige Dolinen, welche stellenweise unter den normalen Dolinen auftreten. Ihre Tiefe ist so gering, dass wir dieselben mit einer Handfläche vergleichen können. Wie erwähnt, treten solche große und seichte Dolinen in Istrien und Mähren auf; im mährischen Karstgebiete besitzt eine solche bei einem Umfange von 720 *m* eine Tiefe von 7 *m*.

Es gibt auch trichterförmige Dolinen mit großem Durchmesser, welche entweder einen runden oder ovalen Umfang haben. Die tiefsten von ihnen werden in der Zeit der Schneeschmelze oder während der Regenzeit überschwemmt und bilden periodische Seen. Die Dolinen dieser Gruppe wurden bisher nur im Adriatischen und Krainer Gebirgskarste angetroffen. Zu den runden gehört die große Doppeldoline oberhalb Buccari, namens Ponikve, welche aus zwei Dolinen besteht, von welchen die nördliche 800 *m* Durchmesser misst und einen ebenen Thalboden besitzt, die südliche besitzt einen Durchmesser von 700 *m*; sie ist mitunter Überschwemmungen ausgesetzt. Wir geben S. 44 einen Grundriss dieser Doline und stellen denselben den kleineren Dolinen gegenüber. Bei den ovalen ist das Verhältnis der Längs- zu der Queraxe 2:1. Die Längsaxe ist oft im Schichtstreichen gelegen. Als Resultat einer Vermessung von fünfzehn solcher Dolinen ergab sich ein mittlerer Durchmesser von 250 *m*, mit einem Maximum von 600 und einem Minimum von 100 *m*, eine mittlere Tiefe von 30 *m*, mit einem Maximum von 80 und einem Minimum von 10 *m*. Solche Dolinen führen außer dem Namen Do auch den Namen Uvala und in denselben liegt die Mehrzahl der Ansiedlungen im westlichen Montenegro. [3])

Die also in jedem Karstgebiete auftretenden schüssel- und trichterförmigen Dolinen mit sehr kleinem Durchmesser treten gegenüber

[1]) Simony, »Über die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergute«. Bericht über die Mittheil. von Freunden der Naturwiss. in Wien 1847, I. p. 217. [2]) Trampler, »Die Macocha«. Wien 1891. XXXVI. Jahresbericht der Wiedener Oberrealschule, p. 15. [3]) De la Noë et de Margerie (Les formes du terrain. Paris 1888, p. 156—160) erwähnen eine große Doline im Jura, nördlich von Besançon, welche 2 *km* lang, 400—500 *m* breit und 20—25 *m* tief ist.

den typischen mit einem Durchmesser von 50 *m* und einer Tiefe von 7—8 *m* sehr zurück. Ebenso vereinzelt wie die vorerwähnten treten große Dolinen von zweifacher Art vor: im istrischen und mährischen Karstgebiete sind sie durch rundliche seichte Wannen, im adriatischen Karste durch tiefe, manchmal rundliche, meist aber ovale Wannen vertreten, deren Längsaxe dem Schichtstreichen folgt. Die tiefen rundlichen und ovalen Dolinen nähern sich durch ihre großen Dimensionen den Poljen der Karstgebiete; überdies zeigen sie auch ähnliche hydrographische Verhältnisse. Die verschiedenartigen Wannen im Karstgelände sind also durch Übergänge eng verknüpft.

In jedem Karstgebiete treten ferner verschiedenartige Abweichungen von der normalen schüssel- und trichterförmigen Dolinenform auf.

Oft reichen keilförmige Vorsprünge von der Peripherie der Doline gegen den tiefsten Punkt hinab, so dass dieselbe eine sternförmige Gestalt erhält; durch diese Vorsprünge werden manche Dolinen so zerfranzt, dass man sie auf keine bestimmte Gestalt zurückführen kann. In kahlen, steinigen Karstlandschaften kommen diese unregelmäßigen Formen häufig vor, so z. B. in Umgebung von Gacko Polje in der Hercegovina; ähnliche, außerdem durch Karrenbildungen ausgezeichnete Formen habe ich bei der Ochsenwiesalm auf dem Dachsteinplateau beobachtet. Wenig verbreitet sind Dolinen vom nierenförmigen Umriss; einige solche sah ich zwischen Mataun und Corgnale im Triestiner Karste.

Im Gebirgskarste des adriatischen Küstenlandes sind oft unregelmäßige Dolinen vertreten, welche sich auf keine bestimmte Gestalt zurückführen lassen. Meist sind sie länger als breit, stellenweise sind sie enge, um sich bald stark zu erweitern; durch scharfe in ihre Gehänge einspringende Winkel, welche als seitliche Erweiterungen der Dolinen erscheinen, geht auch ihre längliche Form verloren und nähert sich der sternähnlichen. Einzelne solche Dolinen lassen sich auf zwei Dolinen zurückführen, welche durch einen engen Kanal verbunden sind; zu solchen gehört die Doline bei Simunja in Montenegro.

Lange, schmale, oft geradelinig verlaufende Dolinen, welche im Karste von Montenegro, der Hercegovina und Westbosnien auftreten, nähern sich den blinden Thälern. Einige derselben haben eine Länge von 100—1000 *m*, bei einer Breite von 10—50 *m*: Der Dugi Do (Lange Doline) zwischen Kčevo und Ubli im montenegrinischen Karste zeigt eine Länge von circa 800 *m*, bei einer Breite von 10—20 *m*; der Boden dieser langen Doline besteht aus terra rossa und wird bebaut. Die Doline Drleč. im Dorfe Podslostup in Montenegro besteht aus zwei solchen schräg zu einander gestellten trogförmigen Dolinen.

Im adriatischen Karste treten ferner 1—4 *km* lange, schmale, thalähnliche Wannen auf, von denen man im Zweifel sein kann, ob sie nicht bereits zu den blinden Thälern zu rechnen sind. Diese Dolinenthäler verlaufen meist geradlinig im Schichtstreifen; in ihrem Boden sind in der Regel linear angeordnete schüssel- und trichterförmige Dolinen eingebetet. Eine solche Form zeigen die Dolovska Korita (Dolinentröge) in Montenegro, welche bei ungefähr 2 *km* Länge eine Breite von 40—50 *m* haben; kein Gerölle, überhaupt keine Anzeichen der Flusserosion sind in denselben vorhanden. Die Uvala im Quellgebiete der Una in Bosnien stellt auch eine solche, über 3 *km* lange Doline dar.

Combinierte Dolinenformen.

Wenn der Wall zwichen zwei Dolinen verschwindet, so verschmelzen dieselben und es entsteht eine *Zwillingsdoline*: jede der beiden behält ihre Gestalt, beide werden gemeinsam von einer elliptischen Grenze umschlossen. Im Triestiner Karste, insbesondere in der Umgebung von St. Kanzian sind solche Dolinen beobachtet.[1] Eine interessante Eigenthümlichkeit mancher großer Dolinen ist die, dass denselben zwei kleine eingelagert sind. Eine solche *Doppeldoline* befindet sich nordöstlich von der Südbahnstation Buccari, eine zweite von dieser Form ist die große Doline Sokoljak bei St. Kanzian u. s. w. Es kommt auch nicht selten vor, dass sich am Boden einer großen Doline mehrere kleine befinden. Die großen Dolinen von Igrište, Torovište, Kurmature u. a. in Ost-Serbien enthalten viele kleine schüssel- und trichterförmige Dolinen.

3. Böschung der Dolinengehänge.

Der Böschungswinkel, den wir der obigen Eintheilung der Dolinen zu Grunde legten, ist nicht in allen Fällen auf allen Seiten der Dolinen derselbe.

In manchem Karstgebiete wird regelmäßig *eine Seite der Dolinen von der Schichtfläche gebildet, während die andere, steilere, Schichtköpfe darstellt*; stellenweise treten die Schichtköpfe stufenförmig über einander auf, so dass das betreffende Gehänge terrassiert erscheint. Es ist selbstverständlich, dass eine solche Ungleichmäßigkeit der Böschungswinkel nur in dislocierten Gegenden auftreten kann. In der Umgegend von Cetinje, sowie auch zwischen Njeguš und Cetinje in Montenegro fallen die Schichten gegen W und SW, so dass die nördlichen und nordöstlichen Gehänge der Dolinen die Schichtflächen bieten, also einen sanften Böschungswinkel besitzen, während im nordöstlichen Karstgebiete von Montenegro, zwischen Cetinje und Nikšić, die West- und Südseiten die steileren sind, weil die Schichten gegen O und NO fallen. Dieselbe Erscheinung hat *Toula*[2]) bei den Dolinen der Tschatyr-Dagh auf Krim beobachtet; eine solche Abhängigkeit der Böschungswinkel vom Schichtfallen sieht man an einigen Dolinen bei Unterloitsch in Krain. Assymetrische Dolinen und terrassierte Dolinengehänge hat auch Prof. *Penck* auf dem Steinernen Meer beobachtet.

Die Dolinen von Šmarje im St. Kanzianer Karste, welche *Reyer* untersucht hat,[1]) sind an eine Verwerfung gebunden, welche zwischen SO und OSO streicht, also parallel dem Schichtstreichen des Karstgebirges verläuft. Am Nordabhange dieser Dolinen, welcher in der Regel steiler ist, fallen die Schichten 60—70° NO, am sanften Südgehänge liegen sie fast horizontal. *Reyer* schließt daraus, *dass das Gehänge der Dolinen, welches mit dem abgesunkenen Flügel zusammenfällt, eine sanftere Böschung hat als die entgegengesetzte.*

Die ungleichmäßige Neigung der Gehänge tritt besonders stark dann hervor, wenn sich die Dolinen

[1] Reyer, »Studien über das Karstrelief.« Mitth. d. k. k. geogr. Gesellschaft 1881, p. 11 (Separatabdruck). — Solche Zwillingsdolinen beobachtete Diener in den Berchtesgadener Alpen (Libanon, p. 230). [2] Toula, »Eine Krimreise«. Deutsche Rundschau für Geographie u. Statistik. 1889. XI. Jahrgang, p. 337.

an der Grenze zwischen dem Kalksteine und einem impermeablen Gesteine befinden. Eine Reihe von großen schmalen abgeschlossenen Wannen durchsetzt das Kučaj-Gebirge Ostserbiens in der Richtung von O nach W. Ihre Südgehänge sind aus cretacischem Kalkstein, Nordgehänge aus einem grünen, oft quarzreichen Sandstein zusammengesetzt. Die am Boden dieser Wannen auftretenden Dolinen besitzen sanfte 5–12° Nordgehänge, steile circa 40° Südgehänge. — Die Dugapässe in Montenegro zeigen Anlage zur Bildung eines Längsthales, welches aber durch viele Querriegel unterbrochen ist. In den einzelnen abgeschlossenen Wannen, in welche die Dugapässe zertheilt sind, befinden sich linear angeordnete Dolinen, welche an der Grenze des Kalksteines und cretacischen Schiefer vorkommen. Ihre nordöstlichen Gehänge, aus Schiefern zusammengesetzt, sind sanft geböscht, die südwestlichen, im Kalkstein gelegenen, stellen steile oft von Karrenbildungen durchfurchte Wände dar.

Neben dieser durch Gesteinslagerung und Beschaffenheit bedingten Ungleichseitigkeit der Dolinenwandungen sieht man in nicht dislocierten oder schwach dislocierten Gesteinen eine nach einer bestimmten Himmelsgegend orientierte Ungleichheit der Seiten. Bereits Schmidl[1]) hat dies im Krainer Karste wahrgenommen. Auf dem Hochplateau des Libanon ist die Westseite der Dolinen in der Regel die steilere, dabei sind viele dieser Dolinen fast den ganzen Sommer hindurch mit Schnee erfüllt.[2]) Dieselbe Beobachtung habe ich im Kučajgebirge Ostserbiens an den Dolinen von Igrište, Torovište u. s. w. gemacht; die schroffen Wände sind auch hier vorzugsweise an der West- und Nordwestseite der Dolinen, doch kommen auch Abweichungen von dieser Regel vor, insbesondere in gut geschichteten, stark dislocierten Partien, welche Abweichungen meist auf die tektonischen Verhältnisse zurückzuführen sind. In jedem Karstgebiete erhält sich der Schnee längere Zeit auf den Schattenseiten der Dolinen. Der Schnee schmilzt und das Wasser versickert unter dem besonnten Gehänge, welches dadurch unterminiert wird; es bildet sich ein steiles Gehänge im Nordwesten, oft mit einem Ponore versehen.

In dislocierten Gebieten ist die Böschung der Dolinengehänge meist entweder durch Schichtfallen oder durch Verwerfungen bedingt, in nicht dislocierten Gebieten sind steile Böschungen in der Regel auf Sonnenseiten beschränkt. Man sieht also, dass die tektonischen und klimatischen Verhältnisse die Ausgestaltung der Dolinen wesentlich beeinflussen.

Häufig finden sich an den Gehängen der Dolinen Karren, u. zw. bei asymmetrischen Dolinen namentlich auf der Sonnenseite. Die erwähnten asymmetrischen Dolinen im Dugapasse, im Kučajgebirge u. a. sind durch Karren ausgezeichnet.

4. Boden und Ausfüllung der Dolinen.

Der Boden der Dolinen ist entweder nackt oder aus Zersetzungslehm zusammengesetzt.

1. Selten treten in Karstgebieten Dolinen auf, welche des Zersetzungslehms vollständig entbehren. Diese nackten Dolinen zeigen eine zerklüftete felsige Unterlage, welche meist durch Absorptionsspalten,

[1]) Schmidl, »Grotten und Höhlen.« p. 192. [2]) Day, »Funnel Holes on Libanon.« Geol. Mag. 1891, p. 91.

manchmal auch durch einen oder etliche Schlundlöcher (Ponore) charakterisiert ist. Die Gebilde letzter Art sind bis 1 *m* Durchmesser große Löcher im festen Kalkstein, durch welche das atmosphärische Wasser in den Boden einfließt; sie stellen meist die tiefste Stelle des Dolinenbodens dar. Nackte Dolinen sind auf jene Karstgebiete beschränkt, welche aus reinem Kalksteine bestehen, und zwar namentlich auf den Gebirgskarst. Solche von Zersetzungslehm freie Dolinen habe ich im Kučaj-Gebirge Ost-Serbiens und in Montenegro beobachtet. In großer Häufigkeit kommen nackte Dolinen im Gebiete »Ljut« bei Gacko in der Hercegovina vor. Einer großen Anzahl der Dolinen des Kapellagebirges und des Sinjsko Bilo (Velebit) fehlt der Zersetzungslehm vollständig.[1] Lipold hat nackte Dolinen in Unterkrain beobachtet.[2]

2. Der Boden der Dolinen besteht in der Regel aus einem zähen, braunrothen, eisenhaltigen Lehm, sog. terra rossa, welche oft Bohnerze und verschiedene andere concretionäre Eisensteine führt.[3] Nie zeigen diese Lehme eine Schichtung oder eine wesentliche Abweichung in der Beschaffenheit der oberen und unteren Lagen; oft liegen in der ganzen Masse der terra rossa einzelne Kalkbrocken zerstreut, welche eine Umhüllung von rothem Lehm besitzen.

In der Regel zeigt die terra rossa in den Dolinen von Krain, Istrien und im adriatischen Karste eine Mächtigkeit von einigen Centimetern bis 1 *m*. Gelegentlich erreicht dieselbe eine Mächtigkeit von 3–4 *m*, wie z. B. in der Gegend zwischen Visinada und Pisino in Istrien.[4] In der großen Nabergoj-Doline bei Prosecco im Triestiner Karste wurde die terra rossa bis zu einer Tiefe von 4 *m* angefahren.[5] Große Mächtigkeit erreicht der rothe Lehm in Unter-Krain, wo oft alle Unebenheiten der Kalkoberfläche durch denselben ausgeglichen werden, so dass die Oberflächenform der Doline verschwindet.[6]

Die terra rossa ist ein Zersetzungsproduct, welches bei der Auflösung und Verwitterung des Kalksteines als unlösbarer Bestandtheil desselben zurückbleibt. Diese von Zippe[7], Neumayr[8] und Th. Fuchs[9] über die Entstehung der terra rossa ausgesprochene Ansicht dürfte auf alle im Karste auftretende Thone und Lehme anwendbar sein. Im adriatischen Karste und in Krain haben an der Bildung der terra rossa, nach der Meinung von Stache, auch die Zersetzungsproducte anderer Bildungen mitgewirkt, wie z. B. die eisenreichen Thonablagerungen der ersten Erosionsperiode.[10]

Die Bildung von terra rossa fängt in jedem Karstgebiete mit der Trockenlegung desselben an und wird bis in die Gegenwart fortgesetzt; sie ist also eine terrestrische Bildung, deren Alter in verschiedenen Karstgebieten verschieden ist, je nachdem dieselben früher oder später trockengelegt worden sind. Auch in einem und demselben Karstgebiete ist nicht die ganze Masse von terra rossa

[1] Tietze, »Zur Geol. der Karsterscheinungen«. Jhrb. d. geol. R.-A. XXX 1880, p. 753. [2] Lipold, Jhrb. d. geol. R.-A. 1858, p. 245. [3] Die Eisensteine finden sich als Körner, Bohnen, Knollen und Geoden in Nestern ohne irgend eine wahrnehmbare Regelmäßigkeit in den Lehmen eingebacken. Die Anzahl dieser Art Eisensteine ist bisweilen bedeutend, bisweilen aber sind die Erze nur sparsam in Entfernungen von einem bis mehreren Metern von einander anzutreffen. — Lipold, »Die Eisensteinführ. d. Lehme in Unter-Krain«. Jhrb. d. geol. R.-A. 1858, p. 252. [4] Morlot, »Über d. geol. Verh. von Istrien«. Haidinger's »Naturwiss. Abh.« 1848, 257. [5] Moser, »Der Karst«. 1890. [6] Lipold, Op. cit., p. 246. [7] Schmidl, »Die Grotten und Höhlen von Adelsberg« 1854. [8] Verh. d. geol. R.-A. 1875, p. 50. [9] Verh. d. geol. R.-A. 1875, p. 194. [10] Stache, »Die liburnische Stufe und deren Grenzhorizonte«. Abh. d. geol. R.-A. Bd. XIII. H. I. 1889, p. 71.

auf dasselbe Alter zurückzuführen; die Bildung von terra rossa hat z. B. im adriatischen Karstgebiete in der Neogenzeit begonnen und dauert noch heute fort.[1])

Die terra rossa ist oft umgelagert, so dass dieselbe nicht immer als ein Eluvialproduct[2]) zu betrachten ist; insbesondere bei der den Boden der Dolinen zusammensetzenden terra rossa spielt die Nachschwemmung eine große Rolle.[3]) Im Gebirgskarste, wo die steilen Terrainformen vorherrschen, wird der größte Theil von terra rossa, welche sonst den Boden zwischen den Dolinen bedeckt, in dieselben zusammengeschwemmt. Es ist bekannt, dass die Bewohner des Karstes vielfach und oft in großem Maßstabe an der Umlagerung der terra rossa thätig sind, indem sie viele Dolinen durch künstliche Ausfüllung mit terra rossa culturfähig machen.

Ebenso wie im adriatischen Karste besteht der Boden der Dolinen meist aus terra rossa in der westlichen Hälfte der Balkan-Halbinsel, in Klein-Asien und Süd-Frankreich. Auch der weiße Kalkstein der Insel Jamaika liefert als Zersetzungsproduct vorzugsweise einen rothen, eisenhaltigen Lehm, aus welchem oft der Boden der massenhaft auftretenden Dolinen besteht. Die terra rossa erreicht hier stellenweise eine eben solche Mächtigkeit, wie in Istrien. Ähnlich der südistrischen Karstplatte, welche in Folge von großer Ausbreitung von terra rossa den Namen Istria rossa führt, bedeckt auch hier der rothe Lehm große Flächen, so dass die Berge oft »Red Hills« genannt werden.[4])

3. Der Boden der Dolinen ist nicht überall aus der typischen terra rossa zusammengesetzt. Der Lehm derselben ist oft weißlich, braun oder schwarz gefärbt, je nach der Beschaffenheit des Kalkes und nach der Menge der organischen Beimengungen. In einigen Gegenden Ost-Serbiens besteht der Boden der Dolinen aus einem gelben Zersetzungslehm, der manchmal durch organische Beimengungen schwärzlich gefärbt ist. — Selbst in Istrien, und zwar in der Umgebung von Pola, besteht der Boden der Dolinen manchmal aus einem Quarzsand, welcher Saldame genannt wird; er ist durch Verwitterung aus einem durch großen Kieselgehalt ausgezeichneten Kreideniveau hervorgegangen.[5]) Auf Jamaika findet sich in den Dolinen stellenweise weißem Lehm.

4. Oft sind die Dolinen dermaßen mit Zersetzungsproducten erfüllt, dass die charakteristischen Dolinenformen kaum zum Vorschein kommen. Wie die Beobachtung von Lipold zeigt, kommen solche Dolinen auch im Krainer Karste vor. Die Dolinen im mährischen Devongebiete sind derart mit Zersetzungslehm erfüllt, dass sie an der Oberfläche als ganz seichte Wannen erscheinen. Oft aber trifft man dort trichterförmige Vertiefungen in der Kalkoberfläche, welche gänzlich mit Zersetzungsproducten der jüngeren Formationen (Jura, Kreide) erfüllt sind. Durch den Abbau von feuerfesten Thonen, welche in den Dolinen enthalten sind, werden dieselben bloßgelegt.[6]) Im Schwabenjura sind Dolinen

[1]) v. Mojsisovics, »Grundlinien der Geol. von Bosnien Hercegowina«, p. 210. [2]) Im Sinne von Trautschold (»Über Eluvium«, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1879, p. 583). [3]) In den Becken von Gottschee und Mottling in Krain sind tertiäre Mergel und Thone von einer Schicht rother, in Tschernebl eisenerzführender Lehme überdeckt, welche wohl von den benachbarten Höhen zusammengeschwemmt sind. (Stache, »Die neog. Tertiärbild. in Unter-Krain«, Jhrb. d. geol. R.-A. 1858, p. 395). dasselbe wurde bei Neudegg und St. Ruprecht constatiert. (Lipold, Op. cit., p. 249.) [4]) Sawkins, »Geology of Jamaica«, p. 22. [5]) Knor, »Kleine Beiträge z. geol. Verh. Istriens«. Jhrb. d. geol. R. A. IV. 1853, p. 224. — Diener, »Libanon«, p. 221. [6]) Makowsky, »Die geol. Verh. der Umgebung von Brunn«, p. 48.

nahezu vollständig mit Porzellanerde erfüllt.[1]) Die Gebilde dieser Art vermitteln den Übergang zwischen offenen Dolinen und den gänzlich mit Lehm oder anderen Gebilden erfüllten Verwitterungssäcken und geologischen Orgeln, welche die Kalkoberfläche unter dem Verwitterungslehm zeigt.

5. Selten wird am Boden der Dolinen fremdes Material angetroffen, welches mit den vorerwähnten Lösungsrückständen nichts zu thun hat. In der Nähe des Ochsenkogels, dann zwischen demselben und der Zunge des Karlseisfeldes auf dem Dachsteinplateau findet sich am Boden der Dolinen Moränenschutt. Beobachtungen ähnlicher Art sind auch in den dolinenähnlichen brunnenförmigen Vertiefungen im Karstgebiete Nord-Amerika's gemacht. Im Staate Jowa in Nord-Amerika fand Hall im Devonkalke Dolinen, an deren Boden Kohlenschichten, mit Kohlenflötzen und Lehm, vorkommen, welche theilweise die Vertiefung der Kalkoberfläche ausfüllen.[2] Ganz ausgefüllt sind die Vertiefungen in der Oberfläche des cretacischen Kalkes (Shakopee Limestone) bei St. Bend und Mankato in den Blue hills mit eingesunkenen cretacischen Mergeln und Drift.[3]

Die Bekleidung des Bodens der Dolinen durch die Zersetzungslehme und fremde Producte ist von großer Bedeutung für die Karstgebiete. Die Cultur in der Mehrzahl derselben ist meist auf die Poljen und Dolinen beschränkt. Der Boden der letzteren ist im adriatischen Karstgebiete eingemauert, um das Herabstürzen der Felsen zu verhindern. In Krain werden solche bebaute Dolinen Ograda (Einzäunung, Garten) in Istrien Dolac genannt Die größeren Dolinen in Montenegro, welche die Namen Do und Uvala führen, sind ebenso bebaut: dieselben sind oft in zahlreiche Parcellen getheilt, welche je einem Besitzer gehören und von einander durch Mauern getrennt sind. Im Triestiner Karste, wo große Dolinen vorkommen, sieht man oft dieselbe Erscheinung. Auf den Jonischen Inseln ist die Mehrzahl der terra rossa enthaltenden Dolinen mit Getreide und Wein bebaut.[4]) Auf Jamaika wird in denselben die Kaffeecultur betrieben.[5])

Selten sind die Dolinen mit Süß- und noch seltener mit Brack- oder Salzwasser erfüllt, und bergen beständig oder zeitweilig Dolinenseen. In Folge der Permeabilität des Kalksteines versickert das atmosphärische Wasser gleich nach dem Regen; bekanntlich herrscht deshalb in Karstgebieten eine Wassernoth wie in keinem anderen Terrain. Jede Lache bekommt als Trinkwasser für das Vieh große Wichtigkeit, und jene Dolinen, welche Wasser enthalten, sind daher von den Bewohnern geschätzt, so dass jede derselben ihren eigenen Namen hat.

Die Wasseransammlungen in den Dolinen sind wie in den Poljen zweierlei Art:

1. Das atmosphärische Wasser sammelt sich in jenen Dolinen, bei welchen der Zersetzungslehm jede Fuge und Spalte des Boden verstopft. Solche mit Tageswasser erfüllte Dolinen kommen in jedem Karstgebiete vor, die Mehrzahl derselben trocknet in heißen Monaten aus. Im Karste von Ost- und West-Serbien werden solche Lachen Lokve genannt, in Krain und im adriatischen Karste führen sie außer dieser Bezeichnung auch den Namen Kal. In Montenegro werden oft solche

[1] Mittheilung des Herrn Prof. Penck. [2]) Hall, Geol. Survey of the State of Jowa 1858, p. 130 131 [3] Upham, Geol. of Blue Earth country T. I, p. 433. [4] Dr. J. Partsch, »Kephallenia und Ithaka«, Ergänz.-Heft 98 zu Petermanns Mittheilungen, 1890. p. 12. [5]) Sawkins, Op. cit., p. 22.

Lachen eingemauert und in die Ubli (Cisternen für das Vieh) umgewandelt. Zu dieser Gruppe dürften auch die von A. Boué[1] im Karste von Epirus beobachteten Lachen gehören.[2]

Auf Jamaika führen mit Wasser erfüllte sinks die Namen Lakes, Ponds und Lagoons je nach ihrer Größe und nach der Klarheit des Wassers.[3] Möglicherweise gehören hieher die Lagoons und Pools der Karstlandschaften Nordamerika's, wie diejenigen des Kaibabplateau,[4] von Kentucky,[5] Indiana[6] u. s. w.

2. Vielfach gehört die Wasseransammlung in den Dolinen dem Grundwasser an, und zwar entweder wird der Boden der Dolinen nur während der Regenzeit und Schneeschmelze vom steigenden Grundwasser erreicht und inundiert, oder die Dolinen sind beständig mit Grundwasser erfüllt. Darnach haben wir periodische oder ständige Dolinenseen. Eine Menge von Dolinen ersterer Art habe ich beim Dorfe Stubice in Montenegro beobachtet. Clesius beschreibt einige periodisch inundierte Dolinen bei Puži in der Umgebung von Fiume.[7] Weit mehr als diese typischen werden die tiefen großen Dolinen inundiert (p. 10). Einige der Seen, welche sich am Fuße des Durmitorgebirges in Montenegro befinden, dürften ständige Dolinenseen sein; dieselben senken sich, nach Tietze[8] und Hassert,[9] durch den triadischen Kalk bis in das Niveau der impermeablen Wengener Schichten. Die Dolinen Jesero und Pavighe auf der Insel Veglia sind mit Quellwasser erfüllt.[10] Mit Grundwasser sind wahrscheinlich auch jene Dolinen auf Meleda erfüllt, welche den Namen Vodice (Gutes Wasser) führen,[11] dann diejenigen auf dem Hochplateau von Merovigli auf Ithaka.[12] Eine tiefe Doline im Bihargebirge, To fana de fundu (Teich ohne Grund) ist beständig mit Wasser erfüllt und dürfte bis zum Grundwasser reichen.[13]

In allen diesen Fällen handelt es sich um Wannen von den Maßen der echten Dolinen oder solchen, welche diese Dimensionen nicht beträchtlich übersteigen.

Neben diesen kleinen Lachen gibt es aber auch in allen Karstgebieten meist beständige Seen von etwas größeren Dimensionen, nämlich den Maßen der großen und tiefen Dolinen. Dieser Art sind z. B.

Lüner-See mit einer Länge von		1500 m,	Breite 900 m,	Tiefe 102 m[14]
Der Vordere Langang-See mit einer Länge von	800	900 m	» 350 m,	» 77 m[15]
Blegisee mit einer Länge von		500 m,	» 300 m,	» 30 m[16],
Lac Genin mit einer Länge von		380 m,	» 260 m,	» 16 m[17]

Auch manche Hochseen in der Schweiz, welche keinen oberirdischen, sondern nur unterirdischen Abfluss haben, so der Taubensee an

[1] A. Boué, »Europ. Turkei« I, p. 42. [2] Ulrich, »Reisen und Forschungen« I, S. 26, 27, 34; Neumann und Partsch, »Physikalische Geogr. von Griechenland«, 1885, p. 241. Vielleicht gehört hieher auch der kleine Bergsee des Parnass. [3] Sawkins, op. cit., p. 155. [4] Dutton, »Tertiary History of the Grand Cañon District«, 1882, p. 137. [5] Owen, »Rep. of the geol. Survey of Kentucky«, 1856, p. 84. [6] Cox, »Fifth Anual Rep. of the geol. Survey of Indiana«, 1874, p. 251. [7] Verhandl. d. geol. R.-A. 1867, p. 159. [8] Geol. Übersicht von Montenegro, Jhrb. geol. R.-A. 1884. [9] Reise durch Montenegro, 1893, p. 123. [10] Lorenz, »Die Quellen des liburnisch. Karstes«, Mittl. d. k. k. geograph. Gesellsch. III, p. 103. [11] P. Partsch, »Detenationsplan auf der Insel Meleda«, Wien, 1826, p. 9. [12] Dr. J. Partsch, »Kephallenia u. Ithaka«, Ergänz.-Heft zu 98 Petermanns Mitth., p. 12. [13] Schmidl, »Das Bihargeb.«, p. 29. [14] Löwl, »Der Lüner-See«, p. [illegible]. Aus der Zeitschr. des deutschen und österr. Alpenvereines 1888. [15] nach freundlicher Mittheilung von Herrn Dr. Joh. Müllner. [16] Heim, »Klöntalsee und Blegisee«, p. 570. Aus dem Jhrb. S.-A.-C. XIX. [17] Delebecque, »L'etude des lacs dans les Alpes et dans le Jura français«, Revue générale des sciences 1892, Nr. 7.

der Gemmi, der Stockhornsee, der Glattenalpsee (Canton Schwyz), der Ober- und Niedersee (Canton Glarus), dann der Seewli und Klönsee gehören hieher. Baltzer nennt sie »Trichterseen mit unterirdischer Erosion«. Einige der trichterförmigen Tessiner Seen (Cadagno- und Tremorgiosee), welche sich in die Dolomite einsenken, sind als Einsturzseen gedeutet worden. An leeren Dolinen fehlt es in dieser Gegend nicht.[1]

Hieher gehört der Schwarzensee auf dem Schatberg im Salzkammergute, welcher eine Länge von 1100 *m* und eine Breite von 370 *m* hat, ferner der hintere Gosausee, welcher eine Länge von 750 *m* und eine Breite von 450 *m* besitzt. Ähnliche Dimensionen zeigen auch die sieben Seen der Komna im Triglavstocke, welche mit Dolinenphänomen in Zusammenhang gebracht worden sind.[2]

Alle die genannten Seen zeichnen sich durch den Mangel eines oberirdischen Abflusses aus, bei den drei ersterwähnten sind Schlundlöcher constatiert, durch welche das Seewasser unterirdisch abfließt. Denkt man sich die großen Dolinen des adriatischen Karstes, z. B. jene bei Fiume (Ponikve und andere) mit Wasser erfüllt, so würde man Seen ganz ähnlicher Dimensionen erhalten. Es ist also kein Größenunterschied zwischen den fraglichen Seen und den bekannten Dolinen vorhanden, außerdem zeigen diese Seen unterirdischen Abfluss und treten meist in Gebieten auf, welche sonst reich an Dolinen sind, so dass die Folgerung nicht gewagt erscheint, dass man hier wassererfüllte große Dolinen vor sich hat. Ebenso dürften gewisse Seen in der Umgebung von Bugey, welche Delebecque lacs d'effondrement nennt, Dolinenseen dieser Art sein, wie z. B. Lac de Chavoley (Tiefe 15 *m*), d'Armaille (12, 50) und d'Ambléon (11 *m*). Der See von Armaille hat in der Tiefe von 6,50 *m* einen unterirdischen Abfluss.[3] Weiter sind jene Seen im Bergkalke von Irland, deren Entstehung Hull[4] der chemischen Auflösung des Kalksteines zuschreibt, nichts anderes als Dolinenseen; einige derselben zeigen auch unterirdische Entwässerung.

Als beständig mit Wasser erfüllte in der Regel brunnenförmige Dolinen dürften die meisten Quelltöpfe gelten. Schmidl erwähnt einige solche brunnenförmige, wassererfüllte Dolinen bei Duino im Triestiner Karste.[5] Die Augen des Guadiana dürften auch hieher gehören,[6] ebenso wie viele andere von Daubrée angeführte Beispiele.

Im Annecysee und adriatischen Meere treten am See- oder Meeresboden sublacustre und submarine Quelltöpfe auf, welche die Gestalt der brunnenförmigen Dolinen haben.

Delebecque hat im Annecysee bei Annecy, 200 *m* vom Ufer entfernt, einen tiefen Quelltopf wahrgenommen, welcher Boubioz genannt wird. Der Seeboden, welcher ringsum eine Tiefe von 25—30 *m* zeigt, sinkt unvermittelt bis zur Tiefe von 80,6 *m* und bildet eine, ihrer Kontur nach elliptische, brunnenförmige Vertiefung, deren Boden aus festem Gesteine besteht und eine relative Tiefe von 50 *m* zeigt. Die Böschung der Gehänge dieses sublacustren Quelltopfes erreicht stellenweise 40°. Die Temperatur des Quellwassers beträgt 11,8° C, während das

[1] Baltzer, »Die Hochseen der Schweizeralpen«. Humboldt 1883, p. 96—98. [2] Diener, »Libanon«, p. 224. [3] Delebecque et Etienne Ritter, »Exploration des lacs du Bugey«. Archives des sciences physiques et naturelles XXVII. 5, p. 2. [4] Hull, »The physical geol. and geography of Ireland«. London 1878, p. 195. [5] Schmidl, »Grotten und Höhlen«, p. 194. [6] Willkomm, »Die Quellen der Guadiana.« Zeitschrift für wissenschaftliche Geographie V. 1885, p. 17.

Wasser des Seebodens in entsprechender Tiefe eine Temperatur von 3,8° C zeigt.[1]) Lorenz hat am Boden des adriatischen Meeres, u. zw. in der Nähe von Mošenica und Ika in Istrien brunnenförmige 60—70 m tiefe Quelltöpfe constatiert.[2]) Ähnliche submarine Quelltöpfe finden sich auch südwestlich von Porte Cigale auf Lussin, dann südwestlich von Sansego u. a.[3])

4. Dolinen, welche nahe der Küste liegen oder unter das Meeresniveau hinabreichen, enthalten Brack- oder Salzwasser. Auf der Insel Anguilla, welche nahe bei Jamaika liegt, enthalten Dolinen Brackwasser; dasselbe stammt von dem Grundwasser, welches mit den Gezeiten steigt und sinkt.[4])

Die Dolinen Blato, Blatina und Slatina auf der Insel Meleda enthalten Brackwasser, trotzdem dass ihr Boden 3,5—5 m über dem Meeresspiegel liegt. Die Doline Prožiura auf derselben Insel enthält beständig Salzwasser; sie steht mit dem Meere in Verbindung, von dem sie nur durch einen schmalen Rücken getrennt ist. Sie enthält auch zwei nur im Meere lebende Thiere.[5]) Gegenüber der kleinen Insel Rogosnica in Dalmatien findet sich auf dem Festlande eine 30 m² große, mit Salzwasser angefüllte Doline.[6]) Bei Epidauros an der Ostküste des Peloponnes ist eine Doline nur 100 m vom Meere entfernt, ihr Wasserspiegel liegt 2 m über dem Meeresniveau, die Tiefe aber erreicht 30 m; sie steht mit dem Meere unterirdisch in Verbindung und enthält Brackwasser.[7])

5. Im Hochgebirgskarste kommen Dolinen vor, welche mit kleinen Pausen das ganze Jahr hindurch oder den größten Theil des Jahres mit Schnee erfüllt sind. Die Karstplateaus der nördlichen Kalkalpen bieten unzählige Beispiele dieser Art. Im Dachsteingebirge beobachtete ich Dolinen, welche noch im Sommer vollkommen mit Schnee erfüllt waren. Dieselben sind durch zerfressene, von Karren durchfurchte, oft schmale Felsbarrièren getrennt, welche aus dem Schnee hervorragen. Der Schnee schmilzt, das Wasser sinkt in den Boden und die Gehänge der Dolinen; es schneiet wieder und so sind diese Dolinen fast das ganze Jahr vom Schnee erfüllt. Diese Schneedolinen sind auf die höheren Partien des Dachsteinplateau, insbesondere auf die Umgebung des Karlseisfeldes beschränkt. Auch sonst kommen auf dem ganzen Plateau Dolinen vor, welche den Schnee viel länger bewahren als ihre Umgebung.

Im ganzen Gebiete der Tisselwand im Todten Gebirge treffen wir nur Dolinen, in deren Boden sich tiefe Löcher befinden, welche den ganzen Sommer hindurch mit Schnee gefüllt bleiben.[8]) Das Karstplateau des Untersberges bietet zahlreiche Beispiele solcher Schneedolinen.[9]) Im Hochgebirgskarste des Durmitorgebirges in Montenegro gewähren die Dolinen den Schneeansammlungen einen vortrefflichen Schutz, viele Dolinen sind hier das ganze Jahr mit Ausnahme von beiden Monaten

---

[1]) Delebecque, »Note sur les sondages du lac d'Annecy«. Extrait des Annales des Ponts et Chaussées, Mars 1891, p. 12. — Duparc, »Recherches sur la nature des eaux et des vases du lac d'Annecy«, p. 2. [2]) Lorenz, »Physikalische Verhältnisse und Vertheilung der Organismen im quarnerischen Golfe«. Wien 1863, p. 32. [3]) Lorenz, Op. cit. p. 52. [4]) Sawkins, Op. cit. Apendix I, p. 257. [5]) P. Partsch, »Detonationsphänomen« p. 11 u. 12. [6]) Gavazzi, »Ein Ausflug nach Rogosnica«. Ann. géol. de la Péninsule Balkanique T. III, p. 269. [7]) »Expédition scientifique de Morée« II. 2, p. 324. [8]) Geyer, »Über jurassische Ablagerungen auf dem Plateau des Todten Gebirges in Steiermark«. Jahrb. d. geol. R.-A. XXXIV. 1884, p. 336. [9]) Fugger, »Der Untersberg«. Zeitschrift des deutschen und österr. Alpenvereines, 1880, p. 11.

mit Schnee erfüllt. In Crkvica, im Karste von Montenegro, bleibt sogar der Schnee in einer Doline das ganze Jahr hindurch liegen.[1] Hassert hat mehrere solche Dolinen im montenegrinischen Karste namhaft gemacht und abgebildet.[2] Auf dem Hochplateau des Libanon, insbesondere im Gebiete des Arz Libnan finden sich zahlreiche Dolinen, welche den ganzen Sommer hindurch mit Schnee erfüllt sind.[3])

Es ergeben sich also über die Ausfüllung der Dolinen folgende Thatsachen:

1. Der Boden der Dolinen besteht aus festem Fels — **nackte Dolinen.**

2. Der Boden der Dolinen besteht aus Zersetzungslehm, welcher auf einer Kalksteinunterlage aufruht. Dieser Lehm ist als unlösbarer Rückstand bei der Auflösung des Kalksteines und Ausbildung der Doline zurückgeblieben (Eluvium) oder wurde während und nach der Bildung der Doline eingeschwemmt.

3. In schon gebildeten Dolinen wurde fremdes Material abgelagert, z. B. Moränenschutt in den Dolinen des Triaskalkes auf dem Dachsteinplateau. Während und nach der Bildung der Doline ist fremdes Material in dieselben eingesunken, wie in den dolinenähnlichen Gebilden bei St. Bend und Mankato in Nord-Amerika.

4. Die Dolinen sind mit Wasser erfüllt, u. zw.:

a) temporär, wenn ihr Boden nur in gewissen niederschlagsreichen Jahreszeiten vom Grundwasser erreicht wird oder wenn ihre Ausfüllung den Abfluss des oberflächlichen Wassers hemmt.

b) constant, wenn sie beständig bis zum Grundwasser hinabreichen (Dolinenseen); communiciert das Grundwasser mit dem Meeresspiegel, dann enthalten solche Dolinen Brack- oder Salzwasser.

5. Die Dolinen sind mit Schnee erfüllt (Schneedolinen).

5. Schlote.

Von den besprochenen echten Dolinen sind steilrandige, tiefe Schlote zu unterscheiden, welche zu Höhlen und unterirdischen Flüssen führen. Alle Gebilde dieser Gruppe erscheinen auf der Oberfläche als normale echte trichter- und brunnenförmige Dolinen, in der Tiefe aber setzen sich dieselben in kurze blind endende Höhlen fort oder stehen mit Höhlengängen und unterirdischen Flussläufen in Verbindung. Es sind unter den Schloten zwei Typen zu unterscheiden:

I. Die Avens sind steilrandige, tiefe Dolinen, welche in eine blind endende, meist kurze Höhle führen. Der Eingang der Avens ist in der Regel trichterförmig, selten brunnenförmig, besitzt einen runden oder ovalen Umriss und horizontale Dimensionen der normalen Dolinen; im weiteren Verlauf führt ein schlot- oder spaltförmiger Gang, der gelegentlich mit Erweiterungen versehen sein kann, zur blinden Höhle. Die Verbindung zwischen dem Schlote und der Höhle ist in der Regel äußerst schmal.

Im Triestiner und Krainer Karste bestehen die Avens meist aus einem senkrechten Schlote und einer horizontalen Höhle, welche ungefähr in einem rechten Winkel aneinander stoßen. Die Jama na Prevali (Fliegengrotte) bei St. Kanzian besteht aus einem 60 *m* tiefen verticalen

---

[1]) Tietze, »Geologische Übersicht von Montenegro«. Jahrb. d. geol. R.-A. 1884.
[2]) Hassert, »Die Oberflächengestaltung Montenegros«. Globus Bd. LXI, N. 4, p. 2. »Der Durmitor«. Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereines 1892. Das Bild: Schneeflecken und Dolinen im Valisnicathale. [3]) Day, Geol. Mag. 1891, p. 91.

Schlote, der in eine 180 *m* lange horizontale Höhle übergeht. Zu diesem Typus gehören auch die Jamas: Tre Colonne bei Gabrovica, einige in der Umgebung von Nabresina, selbst die neue Grotte bei Divacca u. a. Wenn die Doline geneigt und die Höhle horizontal ist, dann stoßen beide unter einem stumpfen Winkel aufeinander; dasselbe Verhältnis zeigen auch jene Avens, welche aus einer senkrechten Doline und einer geneigten, blind endenden Höhle bestehen. Eine Jama (die »Schneider Georg-Grotte«), »Na Krassi« bei Trnovica im Triestiner Karste besteht aus einem geneigten, 60 *m* tiefen Schlote und einer horizontalen Höhle, eine solche Gestalt zeigt auch die Jama Bač bei Basovica. Nicht selten sind Doline und Höhle nach derselben Richtung geneigt, so dass die Doline als bloße Öffnung der geneigten Höhle erscheint; diese Form besitzt die Doline Mack bei Basovica, die Triglavca zwischen Divacca und Corgnale[1]) u. a.

Zu diesem Typus gehört auch die Mehrzahl der Avens in Cevennen, wie der Aven Mas de Rouquet (Larzac), welcher aus einem verticalen, 75 *m* tiefen Schlote und einer horizontalen, kurzen Höhle besteht, dann Aven des Cats, Aven de la Bastarde[2]) u. a.

Viele Avens in Causses von Cevennen zeigen eine von normalen Charakteren etwas abweichende Form, welche im Triestiner Karste ganz selten vertreten ist. Der verticale Schlot und die Höhle lassen sich nicht trennen und der Aven hat eine verwickelte, aus Engen und Erweiterungen zusammengesetzte Form. Der Eingang, sowie auch die Mehrzahl der Erweiterungen hat oft eine trichterförmige Gestalt, und der ganze Aven erscheint meist aus umgekehrten, übereinander liegenden Trichtern zusammengesetzt. Sie endigen als enge, mit terra rossa verstopfte Spalten. Aven de la Bresse bei Maubert im Causse Noire besteht aus einem trichterförmigen Eingange und drei umgekehrten, trichterförmigen, übereinander liegenden Erweiterungen, und setzt sich bis 120 *m* Tiefe fort. Dieselbe Gestalt zeigt auch Aven de Tabourel zwischen Maubert und Puech im Causse Noire[3]) u. a.

Wie erwähnt, hat der Eingang der Avens die Dimensionen der normalen Dolinen; selten treten die Abweichungen von dieser Regel auf, wie z. B. im Aven de Guisotte, deren Eingang nur 1 *m* Durchmesser misst.[4])

Die Avens treten in der Regel in jedem Karstgebiete auf.[5]) Partsch erwähnt einige von den Jonischen Inseln; ein solcher bei Panthia auf Korfu besteht aus einer 180 *m* im Durchmesser und 40 *m* Tiefe messenden Doline, welche sich durch eine schmale Öffnung in eine 120 *m* lange Höhle fortsetzt.[6])

Folgende Tabellen enthalten Maße von Avens im Triestiner und Krainer Karste.

---

[1]) Die Beispiele sind dem Grottenbuche I und II der Section Küstenland entnommen oder beruhen auf eigenen Beobachtungen. [2]) Vallot, »Grottes et Abimes«, Annuaire d. Cl. Alp. Franç. 1889, p. 159, 169. [3]) Martel, »Les Cevennes«, p. 359. [4]) Martel, »Sous terre«, 2° campagne. Annuaire d. C. A. Franç. 1889, p. 111. [5]) Hauser, »Beiträge zur Grottenkunde Krains«, Jahresheft des Vereins des krainischen Landesmuseums, Laibach 1856, p. 40, 42, 43, hat in der Nähe von Laibach einige Dolinen untersucht (am Berge Strmec beim Dorfe Žerovnik u. a.), welche die Avenform haben dürften. Die Avens habe ich in Ost-Serbien beobachtet, dann auf dem Dachsteinplateau vor dem Karlseisfelde u. s. w. [6]) Partsch, »Die Insel Korfu«, Ergänzungsheft Nr. 88 zu Petermanns Mittheilungen. 1887, p. 10.

Tabelle II.

	Name	Tiefe der Doline oder d. Schlotes	Blind endende Höhle
Triestiner Karst.[1])	Jama na Prevali bei Daue (St. Kanzian).	60 m	Drei kleine brunnenförmige Dolinen setzen sich in eine horizontale Höhle fort. Die Gesammtlänge 240 m.
	Jama Bač bei Basovica.	7—8 m	Aus sechs Hallen zusammengesetzte horizontale Höhle
	Jama »Pitne Virlot« bei der Eisenbahnstation Nabresina.		Eine grose seichte Doline geht mit geringer Neigung in eine 56 m lange horizontale Höhle über.
	Mačk bei Basovica.	—	42 m Länge
	Die Grotte Grabovica bei Prosecco.	ca. 20 m	Horizontale 170 m lange Höhle.
	Die Grotte bei Trnovica (»Na Krasu«	ca. 60 m	Horizontale 400 m lange Höhle
	Die Grotte Tre Colonne bei Gabrovica.	ca. 30 m	Ca. 200 m lang.
	Neue Grotte bei Divacca.	25 m	Eine horizontale 600 m lange, 120 m tiefe Höhle
	Die Grotte neben dem Bahnhof Nabresina.	45 m	Zuerst steil geneigte, dann horizontale Höhle
	Bisovčina Jama bei Sessana.	—	400 m lange, 105 m tiefe Höhle.
	Eine Jama bei Nabresina.	—	Große seichte Doline, geht in horizontale, 160 m lange Höhle über.
	Vanikova Jama (Opčina).	80 m	?
	Šiskatova Jama zwischen Opčina und Fernetič	—	Eine Doline mit zwei 30 m und 100 m tiefen kurzen Höhlen.
	Klebenčnik zwischen Opčina und Fernetič	50 m	?
	Eine Jama bei St. Giovanni (Timavo).	ca. 10 m	15 m lange horizontale Höhle.
Krain Karst.	Pečina Jama (Felsdoline)[2])		Die Doline setzt sich in eine 80 m lange, 110 m tiefe, horizontale Höhle fort.
	Skofova Jama.[3]	19 m	130 m lang
	Bestno am Lanski Vrt, nordlich vom Lase[4].	38 m	Mit einer kleinen Schichthöhle in Verbindung.

Tabelle III.

Maße von Avens mit normaler Gestalt in den Causses der Cevennen:

Name	Tiefe	Länge der blind endenden Höhlen	Örtlichkeit
Mas de Roquet	75 m	ca. 200 m	Basses Cevennes
Aven des Cats	15 m	50 m	
Aven de la Bastarde[5])	30 m	Schmale horizontale Spalte	
Grotte de Geniols[6] .	-	110 m	
Aven de l'Altayrac[7]) . .	70 m	140 m	Causse noir
Aven bei Dargilan[8]). . .	20 m	35 m	
Igue de Barrières	31 m	125 m	Causse gramat
Igue de Gilbert.	25 m	40 m	
Igue de Saint-Martin .	90 m	zwei kleine	
Grand Igue de Cloupman	90 m	?	

[1]) Grottenbuch der Section Küstenland d. deutschen und österreichischen Alpenvereins. I u. II [2]) Moser. Mitth. der Section für Naturkunde des österr Touristen-Cl. 1890. p. 66. [3] Kraus, »Das Ausland« 1887 p. 1. [4]) Putick, Mitth. d. k k geogr Gesellsch 1889, p 57 74. [5] Vallot, »Grottes et Abimes« Annuaire du C. A F 1889, p 159, 169. [6]) Vallot, Op. cit., p. 147. [7]) Martel, »Sous terre« 2e campagne. Ann. du Cl. A F 1889 p 102 [8]) Martel. »Sous terre«. Exploration des eaux souterraines et cavernes des causses. Ann. du Cl. A. F. 1888, p. 267.

Name	Tiefe	Länge der blind endenden Hohlen	Örtlichkeit
Petit Igue de Cloupman	25 m	15 m	Causse gramat
Igue de Bar	33 m	300 m	Causse gramat
Igue de Biau . .	50 m	26 m	Causse gramat
Igue de Picastelle . .	97 m	?	Causse gramat
Abime des Alysses . .	6 m	Eine 70—80 m, andere 150 m	Causse gramat
Gouffre de Belcs[1] . . .	80 m	Eine 24 m, andere 20 m	Causse gramat
Aven de Mormercou . .	85 m	60 m	Causse Martel
Aven de Saue[2] . . .	20 m	250 m	Causse Martel

Tabelle IV.

von Avens vom zweiten Typus in den Causses von Cevennen:

Name	Tiefe	Wo
Aven de la Bresse . .	120 m	Causse noir
Aven de la Tabourel . .	133 m	Causse noir
Aven de Hures . .	116 m	Causse Mejan
Aven de l'Egue	90 m	Causse noir
Aven de Combelongue	85 m	Causse noir
Aven de Guisotte .	72 m	Causse noir
Aven de Bessoles[3] . . .	55 m	Causse rouge

II. **Die Schlote, welche mit Höhlengängen, oft mit unterirdischen Flussen in Verbindung stehen.** Alle diese Dolinen kommen in der Nahe der unterirdischen Flusslaufe vor: sie sind in Krain auf das unterirdische Stromsystem der Laibach, im Triestiner Karste auf den Rekafluss, auf den Timavo, in Mahren auf den unterirdischen Lauf der Punkwa beschrankt. In Karstgebieten, welche der unterirdischen Flusse entbehren, sind keine Schlote dieser Art bekannt. Die Zahl derselben ist verschwindend klein im Vergleich mit der ungeheueren Häufigkeit der echten Dolinen Es sind unter diesen Schloten zwei Varietaten zu unterscheiden.

1. **Einfache, schacht- und trichterförmige, tiefe Dolinen, welche unmittelbar zu horizontalen Höhlen und unterirdischen Flussläufen fuhren,** so dass das Tageslicht bis in dieselben gelangen kann. Wir werden sie mit dem Namen **Light holes** nennen, welcher auf Jamaica üblich ist. In Krain führen sie die Namen **Jama** und **Luknja**, in Cevennen **Abimes**. Als Typus dieser Gruppe betrachten wir die Macocha oder die Jama der Rekahohle.

Die Macocha im mahrischen Karstgebiete befindet sich in einer seichten Depression, welche gegen das öde Thal zu geneigt ist Sie hat eine ovale Gestalt, deren Langsaxe 178 *m*, die Queraxe 77 *m* betragt. Die steilen, stellenweise senkrechten Wände fallen 137 *m* bis zum unterirdischen Laufe der Punkwa hinab. Ihre Langsaxe ist durch viele Cleavageflächen gekennzeichnet welche beinahe parallel dem Schichtstreichen verlaufen SOO—NNW.; durch Cleavagen ist die Längsaxe bedingt und längs derselben wird die Macocha auch jetzt erweitert. — Ihre steilen Gehänge zeigen in geringer Höhe eine Stufe, von welcher die Wande beinahe senkrecht bis zum Boden hinabsteigen. Dieselben zeigen ausgeprägte Bruchflachen ohne viel Modellierung; von dieser Stufe bis hinunter besitzt die Macocha eine elliptische Gestalt. Am Boden

[1] Martel »Sous terre« 3e campagne. Ann du Cl. A. F 1890, p 204, 205. 207 210 — »Sous terre«, 4e campagne Ann. du Cl A. F 1891, 212, 214 217.
[2] Martel, »Sous terre« 4e campagne Ann du Cl. A. F. 1891, p. 224, 227.
[3] Martel, »Sous terre«, 2e campagne. Annuaire du Cl A. F. 1889, p. 102. — Les Cevennes«, p 359.

des Schlotes sieht man den Lauf der Punkwa (Slouperbach), welcher in einen kleinen See aufgestaut ist. Am Boden sind auch kleine Fels- und Lehmkegel an den Enden jener scharf ausgeprägten Furche sichtbar, welche mit den Cleavagen und der Längsaxe coincidiert. — Eine auffallende Übereinstimmung mit der Macocha zeigt die große, steilwandige, tiefe Doline Pivka Jama im Adelsberger Karste.

Mit dem unterirdischen Flusslaufe der Reka bei St. Kanzian stehen vier schlotähnliche Dolinen in Verbindung, nämlich die Jama und Jamica, dann die Luknja bei Radonitzwarte und die Fuchsdoline, welche von einander durch Naturbrücken getrennt sind.

Tabelle V.

Maße von Light holes des Triestiner und Krainer Karstes und der Causses von Cevennen.

	Name	Umfang. Durchmesser	Tiefe	Höhlengänge und unterirdische Flussläufe, in welche sich die Doline fortsetzt.
Triestiner Karst.	Jama (Großer Trichter) . . .	400 m	160 m	Rekahöhle
	Jamica (Kleiner Trichter) . .	—	130 m	Rekahöhle
	Okruglica (Runde Doline) [1]	50 m	80 m	Rekahöhle (Mahorčić-Höhle)
Krainer Karst.	Černa Jama (Magdalenen-Grotte) [2]	—	32 m	Pivka-Höhle
	Pivka Jama [3])	—	73 m	Pivka-Höhle
	Die Doline bei Lase [4]) . . .	—	15 m	Graf Falkenhayn-Höhle
	Die Doline 200 m nördlich von Vranja Jama [5])	—	40 m	Luppert-Höhle
	Vranja Jama [6])	—	über 50 m	Unzhöhle
Triestiner Karst.	I. Ein Schlot bei St. Giovanni	—	24 m	Timavohöhle
	II. Zweiter Schlot bei St. Giovanni [7])	—	48 m	Timavohöhle
	Macocha im mähr. Karste [8])	434 m 178 m	137 m	Slouperbach
Causses des Cevennes	Puits de Rabanel		212 m	Unterirdische Flüsse und Bäche
	Puits de Padirac	ca. 14 m	108 m	
	Puits de Raynal [9])	—	105 m	
	Abîme de la Berrie [10]) . . .	—	27 m	Unterirdische Flüsse
	Tindoul de la Veyssière [11]) .	60 m	38 m	
	Remejadou [12])	40 m	25 m	

In jedem Karstgebiete, wo unterirdische Flussläufe vorhanden sind, kommen auch Dolinen dieser Gruppe vor. Die Light holes auf der Insel Jamaika sind breite 120 m tiefe Schlote mit verticalen Wänden, welche zu den unterirdischen Flüssen führen [13]); sie unterscheiden sich von den kleinen sinks und cockpits, welche unseren schüssel- und trichterförmigen Dolinen entsprechen. Die native wells im Karstgebiete Südaustraliens [14]) sind Schlote dieser Art, welche in der Regel zum Grundwasser führen. Einige breite und tiefe Dolinen, welche bis

[1]) Müller, »Zeitschrift des deutsch. und österr. Alpenvereines«, 1890, p. 193. [2]) Schmidl, »Grotten und Höhlen«, p. 106. [3]) Hauer, »Österr. Touristen-Ztg.«, 1886 p. 73. (die Tiefe beträgt nach Schmidl, Grotten und Höhlen, p. 111) nur 57 m. [4]) Putick, »Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch.«, 1887, p. 561. [5]) Putick, Ibid. p. 561. Die Vranja und Mrzla Jama in Krain dürften auch hieher gehören. [6]) Putick, »Mitth. der k. k. geogr. Gesellsch.«, 1889, p. 57–74. [7]) »Grottenbuch der Section Küstenland«, II. Bd. [8]) Trampler, »Die Macocha« XXXVI. Jahresbericht der Wiedener Communal-Oberrealschule. Wien 1891. [9]) Martel, »Les Cévennes«, p. 359. [10]) Martel, »Sous terre IVième campagne«. Annuaire du Cl. A. F. 1891, p. 208 u. 219. [11]) Martel, Ann. d. Cl. A. F. 1891, p. 230. [12]) Janet, »L'aven de Remejadou«. Ann. d. Cl. A. F. 1891, p. 245. [13]) Sawkins, »Geol. of Jamaika«, p. 242 und 243. [14]) Woods, »Geol. Observations in South-Australia« London 1862, p. 63.

zum unterirdischen Laufe des Dalebeckflusses (England) hinreichen, gehören auch zu den Light holes. [1]) In Indiana in Nordamerika kommen auch solche Schlote vor, welche zum unterirdischen Wasser führen. [2])

2. Schlote, welche sich in einer engen Öffnung, sehr oft in einer Spalte in die Tiefe fortsetzen. Ein ganzes System von Kammern, welche durch bloße Spalten oder enge Canäle miteinander verbunden sind, führt zu horizontalen Höhlen oder zu unterirdischen Flüssen. Die Trebič-Grotte bei Triest beginnt an der Oberfläche mit einer kleinen 2·5—3 *m* Durchmesser messenden Doline. Sie setzt sich in eine bis auf 500 *m* erforschte, 270 *m* tiefe Höhle fort, welche aus drei Kammern besteht (die größte erreicht eine Länge von 125 *m* und eine Höhe von 50—80 *m*), welche durch ganz enge Canäle verbunden sind. Der Boden der Kammern zeigt eine Böschung von 10—15°, stellenweise ist derselbe eben; die Verbindungscanäle besitzen eine Böschung von 70°, stellenweise sind sie überhängend. [3]) Die Trebič-Grotte bei Triest, welche wir als Typus dieser Gruppe betrachten, besteht aus verticalen Spalten und horizontalen, kammerartigen Erweiterungen, die Spalten und Kammern wechseln ab und der Schlot setzt sich stufenförmig in die Tiefe fort. Erst in einer Tiefe von 320 *m* erreicht er einen unterirdischen Flusslauf.

Durch die Verwitterung und Erosion werden die Canäle und Spalten erweitert und diese engen Schlote in die Light holes verwandelt, umgekehrt aber können die Spalten und Canäle verstopft werden, so dass wir auch eine Art rudimentärer Schlote dieser Gruppe haben. Solcher Natur sind die Schlote (Kamine), welche in großer Anzahl die Decke der Slouperhöhle im mährischen Karstgebiete durchbrechen. Dieselben messen 0,40—3 *m* Durchmesser und besitzen eine Tiefe von 10—15 *m* (Kulna), 20 *m* (Tropfsteingrotte, Hauptthalle und Ostrovicer Strecke), 60 *m* (der Gang zum geschrittenen Stein) bis 100 *m* (in der Halle beim alten Abgrunde) [4]) je nach der Mächtigkeit der Felsdecke. Aus der Höhle gesehen besitzen diese Schlote kreisrunde oder elliptische Öffnungen, welche gegen Außen zu enger werden und gewöhnlich mit Sinter verstopft sind. Aus einigen rieselt das Wasser auch jetzt fast das ganze Jahr hindurch. Jeder dieser Schlotte besitzt in der Höhle sein durch ausgeprägte Wasserscheiden abgegrenztes hydrographisches Gebiet, so dass diese Höhlen ein compliciertes hydrographisches Netz haben.

Tabelle VI.

Dimensionen von Dolinen des Trebičtypus im Karste von Triest und Krain.

	Name		Tiefe	Die Höhlengänge oder unterirdische Flussgänge
Triestiner Karst	Trebič-Grotte	Morlot [5])	323 *m*	Grundwasser
		Morpurgo [6])	321 *m*	
	Die Doline bei Basovica auf dem Berge Ključ [7])		177 *m*	?
	Die Doline bei Fernetič, nördlich von Opčina [8])		180 *m*	?

[1]) Boyd Dawkins, »Die Höhlen und die Ureinwohner Europa's«, 1876. [2]) E. T. Cox, »Fifth Annual Report of the geol. Survey of Indiana«, 1874, p. 289, s. Shiloh Cave. [3]) Grottenbuch der Section Küstenland, I. [4]) Martin Kříž, »Die Höhlen in den mährischen Devonkalken und ihre Vorzeit«, I. »Die Slouperhöhlen«. Jhrb. d. geol. R.-A. 1891, Bd. XLI, p. 443. [5]) »Haidinger's Naturwissenschaftliche Abhandlungen«, 2, p. 257, 1848. [6]) La Grotta di Trebiciano, Trieste (Separat-Abdruck). [7]) Morlot, Op. cit., pag. 257. [8]) Morlot, p. 257.

	Name	Tiefe	Die Höhlengänge oder unterirdische Flussgänge
Triestiner Karst	Kačna Jama bei Divacca	253 m	Mit einer auf 800 m Länge erforschten Höhle
	Padrič Grotte bei Triest [1]	270 m	500 m lang
	Eine Doline bei Brshiak [2]	122 m	Grundwasser
Krainer Karst	Kolčivka [3]	ca. 104 m	Mit Kolčivka-See in der Planina-Grotte
	Jerzanova Dolina [4]	ca. 60 m	Mit Erzherzog Johann-Grotte (Adelsberger Höhle)
	Vražja Jama (auch Gradišnica und Besdno genannt [5])	225 m?	Unzfluss
	Etliche enge Schlote (?) »Pod stenami« im äussersten Norden von Planina [6]	18–20 m	Mit Baron Winkler-Höhle

Dolinen vom Trebičtypus sind im Krainer und Triestiner Karste selten, viel seltener aber in anderen Karstgebieten. Eine solche, welche Besdana genannt wird, habe ich im Kučajgebirge Ost-Serbiens constatiert. Abîme de la Crouzate im Causse Gramat, zwischen Gramat und Reilhac, besteht, wie die Avens, aus drei übereinanderliegenden umgekehrten Trichtern, welche durch horizontale Canäle verbunden sind: in einer Tiefe von 90 *m* communiciert er mit einem unterirdischen Bache [7])

Aus den Tabellen V und VI wird ersichtlich:

In Krain und im Triestiner Karste sind nur ca. 20 Dolinen bekannt, welche mit unterirdischen Flussläufen und Höhlengängen in Verbindung stehen. Die Zahl der untersuchten Dolinen, welche überhaupt zu den Höhlen führen (einschließlich Avens) überschreitet nicht 35. Durch langjährige Untersuchungen sind in den Causses der Cevennen ca. 40 schlottförmige Dolinen (Avens und Abîmes) constatiert, von welchen nur sieben zu unterirdischen Flussläufen und Höhlengängen führen. [8]) Es ist also die Zahl der zu den Höhlen führenden Dolinen im Vergleich zu der ungeheueren Häufigkeit der echten schüssel- und trichterförmigen Dolinen verschwindend klein.

Von den in genannten Tabellen angeführten Dolinen haben die am Süd- und Nordabfalle des Karstes (in der Richtung gegen die Laibacher Tiefebene und das adriatische Meer) größere Tiefen als die Dolinen oben am Karste selbst. Die tiefsten, wie die Trebič- und Padričgrotte (323 *m* resp. 270 *m*) bei Triest, die Kačna Jama (180 *m*) bei Divacca, dann die Doline bei Basovica (177 *m*), Fernetič (180 *m*) und Brszhiak (122 *m*) befinden sich im Triestiner Karste. An dieselben schließen sich die Dolinen der Rekahöhle bei St. Kanzian an, welche auch bedeutende Tiefen zeigen (Jama 160 *m*, Jamica 130 *m* und Okruglica 80 *m*). Schon Schmidl [9]) hat bemerkt, dass der südliche Karst die tiefsten Dolinen aufzuweisen hat. — Die Dolinen zwischen Adelsberg und Planina (Černa Jama 32 *m*, Pivka Jama 60—70 *m*, Jezzanova Dolina ca. 60, Kolčivka ca. 104 *m*), sowie auch die Dolinen hart am Nordrande des

[1]) »Grottenbuch der Section Küstenland«, I u. II. [2]) Schmidl, »Grotten u. Höhlen«, p. 194. [3]) Schmidl, »Grotten u. Höhlen«, p. 160. [4]) v. Hauer, »Österreichische Touristen Zeitung«, 1886, Nr. 7 p. 73. [5]) Putick, »Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch.«, p. 483. Die obere Öffnung misst im Durchmesser, nach Putick 40 m, nach Schmidl 38 m und nach Urbas 57 m; die Tiefe ist nur bei Putick angegeben. [6]) Einen dieser Schlote erwähnt Kraus als Saugloch (Ausland 1887 p. 1) von 30 cm Breite und 20 m Tiefe. [7]) Martel, »Sous terre«, Annuaire du cl. A. F. 1891, p. 208; Paul Joanne, Dictionnaire géographique et administratif de la France et de ses colonies t. II p. 1180. [8]) Martel, »Sous terre« 4° campagne, Ann. du Cl. et F. 1891, p. 241. [9]) Schmidl, »Die Grotten und Höhlen«, p. 194.

Planinathales (die Doline bei Lase 15 *m*, Skofova Jama 19 *m*, Besdno am Lanjski Vrh 38 *m*, Ribja Jama 58 *m*, Smrečnica 60 u. s. w.) zeigen geringere Tiefen. Weiter liegt der Boden der Dolinen immer tiefer, je näher dieselben dem Thalrande der Laibacher Ebene situiert sind.[1])

6. Schutt- und Trümmerkegel in Schloten.

Am Boden der Avens, dort also, wo der Schlot mit einer horizontalen Höhle zusammenstößt, finden sich häufig Schuttmassen, zusammengesetzt in der Regel aus Zersetzungslehm und einzelnen eckigen Kalksteinstücken. Am Eingange in die Korgnaler Grotte habe ich einen mächtigen Schuttkegel beobachtet, welcher die erwähnte Zusammensetzung zeigt. Ein ebensolcher, ungefähr 10 *m* mächtiger Schuttkegel befindet sich am Grunde des 50 *m* tiefen Schlotes, in der Jama na Prevali (Triestiner Karst) bei Dane. Einen mächtigen Schuttkegel besitzen auch die Avens: »Na Krasi« bei Trnovica, die Tre Colonne bei Gabrovica[2]) (Triestiner Karst) u. s. w. In einigen Avens, welche Martel[3]) untersucht hat, befindet sich bloss terra rossa, durch welche schmale Spalten verstopft sind. In einem Aven, im Busdno bei Lase in Krain, hat Putick »gigantische Trümmer von Felsabstürzen«[4]) beobachtet, welche nach ihm aber nicht auf den Einbruch der Hohlendecke zurückzuführen sind.[5])

In jenen Avens, wo die Höhle eine geneigte Lage besitzt, findet sich der Schuttkegel nicht am Zusammenstoßen der Höhle und des verticalen Schlotes, sondern an geeigneter Stelle tiefer in der Höhle hinein, wie z. B. in der Brloghöhle bei Predsid in Kroatien[6]); der Schuttkegel liegt in diesem Falle nicht unmittelbar unter dem Schlote, sondern etwas abseits von demselben.

Zwei Thatsachen sind bei den Schuttkegeln in Avens von Wichtigkeit: sie kommen regelmäßig am Übergange des Schlotes in die Höhle vor und sind meist hauptsächlich aus dem von der Oberfläche eingeschwemmten Material zusammengesetzt; es ist aber zweifellos und lässt sich durch Beobachtungen constatieren (p. 29), dass an der Zusammensetzung der Schuttkegel in Avens auch jenes Material theilnimmt, welches von der Zerstörung und Abbröckelung der Schlotwände herrührt. Es dürften solche Trümmer stellenweise vom Einbruche der Höhlendecke herrühren.[7])

Auch in den Schloten, welche direct zu den unterirdischen Flussläufen und verzweigten Höhlengängen führen (nämlich den Light holes) befinden sich Schuttkegel und Trümmerhalden dort, wo dieselben mit Höhlen verbunden sind, ausgenommen jene Fälle, wo die Höhle von einem reißenden Fluss durchflossen ist.

Schuttkegel finden sich am Boden der von Putick[8]) untersuchten Schlote bei Lase im Norden von Planina in Krain; der Schlot, welcher zur Graf Falkenhaynhöhle führt, besitzt »einen wild aufgethürmten Schuttkegel

[1]) Putick, »Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch.«, 1890, p. 515. [2]) »Grottenbuch der Section Küstenland«, I u. II. [3]) De Launay et Martel, »Grottes et eaux souterraines« Bull. de la Soc. géol. de France XIX, 1891, 165. [4]) Putick, »Die unterirdischen Flussläufe von Innerkrain«, Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. XXXII 1889, p. 61. [5]) Putick, Op. cit. p. 59. [6]) Eine gütige Mittheilung des Herrn Prof. Pilar, welcher mir auch eine Skizze der Prezidhöhle zur Verfügung stellte. [7]) Wir denken hiemit an zwei von Martel (Annuaire du Cl. et F. 1891 p. 204 u. 208) im Aven de Gibert und Petit Igue de Cloupman constatierte Schutt- und Trümmerkegel, welche er kurz als „cônes d'effondrement" bezeichnet. [8]) Putick, »Mittheil. d. k. k. geogr. Gesellsch.«, 1887, p. 561. dieselbe Zeitschr. 1890, p. 483.

aus groben Felstrümmern«. Der verticale Schlot, welcher zu der Lipperthöhle führt, enthält eine 25 *m* mächtige Schutthalde. In der Vrana Jama »reicht eine mehr als 80 *m* hohe Trümmerhalde von unten bis an den oberen Rand dieser circusartigen Terraindepression«.[1]) Alle diese Schuttkegel und Trümmerhalden erklärt Putick durch Höhleneinbrüche.

Im Gegensatze zu dieser Ansicht findet Martel bei der Prüfung einzelner von ihm untersuchter Schlote nur einen, dessen Schutthalde höchst wahrscheinlich durch Deckensturz entstanden sein dürfte (Padirac). Der Abîme de Rabanel hat einen 80 *m* langen, 35 *m* hohen Schuttkegel, welcher, nach seiner Zusammensetzung und nach der Natur des Schlotes nichts anderes ist als »grand cône de dejection des pierres tombées de l'orifice«.[2]) Im übrigen befinden sich kleinere, meist aus dem eingeschwemmten Material zusammengesetzte Schuttkegel. In der Macocha (vergleiche p. 23) sind durch Verwitterung und Abspülung Sand- und Trümmerkegel gebildet, welche von der Punkwa (resp. Slouperbach) nicht abgetragen werden konnten. In den Light holes auf Jamaika befinden sich mächtige Lehm- und Sandkegel.[3]

Die großen Light holes der Jama und Jamica, deren Grund vom reißenden Rekafluss durchflossen ist, enthalten weder Schutt- noch Trümmerkegel; dasselbe trifft man im Abîme du Mas Raynal in Causses.

Nach ihrer Zusammensetzung lassen sich also unter den Schuttkegeln in den Light holes zwei Arten unterscheiden. Eine derselben besteht aus Zersetzungslehm und kleinen Kalksteinstücken, zeigt also dieselbe Zusammensetzung wie die Schuttkegel in den Avens, mit der einzigen Ausnahme, dass sich an denselben oft Sandmassen betheiligen, welche der Fluss führt; ihre Bildung erfolgt derart wie bei den Avens. Die zweite Art stellt mächtige aus Kalkfelsen zusammengesetzte Schuttmassen dar; dieselben rühren entweder vom Einsturz der Höhlendecke her oder von dem Abbröckelungsprocess, durch welchen schmale Schlote in große Light holes verwandelt werden können.

Die Schlote, welche dem Typus der Trebićgrotte angehören, enthalten meist terra rossa- und Schlammkegel mit eingestreuten Kalksteinstücken; seltener kommen in denselben große Blöcke vor. Als typischer Schuttkegel dieser Art ist jener zu betrachten, welcher sich unter der Kolčivka-Doline in Krain befindet. Am westlichen Ufer des Kolčivkasees in der Planinahöhle öffnet sich eine Kluft, an welche ein Schlammhügel anlehnt. Aus dieser Kluft zieht ein äußerst heftiger Luftstrom herab, sie verengt sich nach oben bald, so dass man nur auf allen Vieren vorwärts kann, und endlich schließt sich dieselbe bis auf eine schmale Spalte, welcher der Luftzug entströmt. Schmidl[4]) nimmt als wahrscheinlich an, dass die erwähnte Spalte der Hauptabzugscanal für die Niederschläge ist, die sich in der Kolčivka-Doline sammeln und daraus erklärt er den Schlammkegel.

Aus dem 320 *m* tiefen verticalen Schlote der Trebićgrotte gelangt man in eine Höhle, welche vom Flusse durchflossen ist, dessen Spiegel nur 15 *m* über dem Meeresspiegel liegt. An dieser Stelle befindet sich ein mächtiger, aus Lehm, Sand und Blöcken zusammengesetzter Schuttkegel.[5]) Beim Hochwasser steigt Flusswasser in den Schlot hinein, es übt

[1] »Mittheil. d. k. k. geogr. Gesellsch.« XXXII, 1889, p. 70. [2] Martel, »Les Cévennes et la region des Causses«, p. 861. [3] Sawkins, »Geol. of Jamaika«, p. 243, Section of Light hole. [4]) Schmidl, »Grotten und Höhlen«, p. 140 und 160. [5]) Pignoli, »Karstwanderungen«, Zeitschr. d. deutschen und österr. Alpenvereines, XII, 1881, p. 381.

dabei einen sehr bedeutenden hydrostatischen Druck auf die Wände aus; infolgedessen werden von denselben einzelne Blöcke abgelöst und betheiligen sich an der Zusammensetzung des Schuttkegels. Wie hoch das Wasser ansteigt und wie großen Druck es dabei ausübt, lässt sich aus folgenden Angaben herleiten. Im Jahre 1868, October, erreichte das Wasser 80 m über seinem gewöhnlichen Niveau und stieg in den Schlot hinein [1]. Aus der Skizze der Trebičgrotte vom Ingenieur H. Storzi, welche Morlot publiciert hat, entnehmen wir, dass das Wasser auch über 100 m hoch im Schlot ansteigen kann. Der hydrostatische Druck an sich kann nichts loslösen, sondern nur die Loslösung begünstigen [2].

Unsere Ergebnisse fassen wir folgenderweise zusammen. In den Avens befinden sich meist Schuttkegel, aus eingeschwemmtem Material zusammengesetzt. Die vom Einsturz der Höhlendecke herrührenden Trümmerhalden kommen in den bisher untersuchten Avens äußerst selten vor. Solche Gebilde müssten in denselben aufbewahrt bleiben, nachdem in einer hochgelegenen, blind endenden Höhle keine transportierende Kraft wirkt. Dieselbe Natur wie die Schuttkegel in Avens zeigen auch jene, welche sich in den Light holes sowie auch in den Schloten vom Typus der Trebičgrotte befinden. In vielen Light holes kommen dagegen auch Trümmerhalden vor, welche nicht durch Einschwemmung erklärt werden können. Solche Felstrümmer sind:

1. Durch Verwitterung und Erosion von den Schlotwänden abgelöst; dieser Ablösungs- und Abbröckelungsprocess wurde in vielen Schloten [3] durch den wechselnden hydrostatischen Druck begünstigt, welchen das ansteigende Flusswasser auf die Schlotwände ausübt, wie dies Martel für die Trümmer in Mas du Raynal bewiesen hat; [4] durch diesen Abbröcklungsprocess werden Spalten nach und nach in Schlote und diese allmählich in Light holes erweitert.

2. Durch Deckeneinsturz, welcher sich bis an die Oberfläche fortpflanzt, wird der Schlot gebildet, welcher am unteren Ende mit großen Felstrümmern ausgefüllt ist.

Es ist also klar, dass man auf Grund der Felstrümmer enthaltenden oder gar auf Grund der lediglich aus Lehm und Kalksteinstücken zusammengesetzten Schuttkegel nicht ohne Weiteres den Schluss ziehen kann, dass die Schlote über denselben durch Einsturz entstanden sind.

Wir haben die Ursachen erwähnt, auf welche die Bildung der Schutthalden in den Höhlen zurückzuführen ist, wenn dieselben mit aven- und schlotförmigen Dolinen communicieren. Auch ganz unabhängig von solchen Schloten können die Trümmer- und Schuttkegel in den Höhlen gebildet werden, nämlich durch Einstürze der Seiten-, Scheidewände und partielle Deckeneinbrüche und unter Spalten im Kalksteine, welche in den Höhlen ausmünden.

Die Trümmer, die sich von einer Seitenwand loslösten, liegen vor derselben und thürmen sich gegen dieselbe hinauf. In den von Flüssen durchflossenen Höhlen entstehen die Trümmerhalden durch den Einbruch

[1] Pignoli, Op. cit., p. 383. [2] Morlot, Über die geol. Verhältnisse von Istrien«. Haidinger's Naturwissensch. Abhandlungen 1848, 2, p. 257. [3] Czoernig »Karsthöhlen«. Mitth. d. deutschen und österr. Alpenvereines 1886, p. 65 u. 66. Putick (Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. XXXII, 1889, p. 73) hat in der Mrzla Jama in Krain beobachtet, wie infolge eines Blitzschlages von dem anstehenden Gestein zwei riesige Felsblöcke abgesprengt und zum Absturz gebracht worden sind. Ähnliche Beobachtungen, welche durch keine außerordentliche Ereignisse verursacht waren, hat Czoernig in der vorerwähnten Notiz mitgetheilt. [4] Martel, Les Cévennes, p. 363. — Launay et Martel, Bul. de la Soc. géol. de France XIX, 1891, p. 146.

unterwaschener Scheidewände, welche dem Anprall der Wellen nicht widerstehen konnten. Die Trümmer eines Deckeneinsturzes verhalten sich anders als jene einer Seitenwand, indem sie die ganze Breite des Höhlenraumes erfüllen und in der Regel ein conisch aufgeschichtetes Felsenmeer bilden. Auf partielle Deckeneinstürze ist der Calvarienberg in der Adelsbergerhöhle, jener in der Luegergrotte, der Golgota in der Planinahöhle, jener in der Laasergrotte, zurückzuführen. Solche partielle Deckeneinstürze, welche sich nicht bis an die Oberfläche fortpflanzen, sind auch in der Pekorogerhöhle in Ost-Serbien, in der Dargilargrotte und Hanhöhle in Belgien constatiert worden. Schmidl hat über den rein partiellen Deckeneinstürzen in der Planinahöhle Dolinen nachgewiesen. Es dürfte nicht richtig sein solche Dolinen als durch Einsturz entstandene zu bezeichnen, wie dies Schmidl und Tietze thun.[1] In beiden Fällen haben wir mit Deckeneinstürzen zu thun, welche sich nicht bis an die Oberfläche fortgepflanzt haben.

Dieselben Schuttkegel, wie am unteren Ende der Dolinen vom Typus der Trebićgrotte, habe ich dort beobachtet, wo eine Spalte in der Höhle ausmündet. In der Ravanicahöhle in Ost-Serbien sind viele Schuttkegel vorhanden, trotzdem dass keine Dolinen an der Oberfläche über der Höhle vorkommen. Sie befinden sich am unteren Ende der Spalten, welche die Höhlendecke bis an die Oberfläche durchsetzen. Solche Schuttkegel enthalten oft große, von der Decke abgelöste Felstrümmer. Durch die Wirkung des zufließenden Wassers wird das Deckengestein an solchen Stellen locker; die Ablösungen von Felsen finden oft statt.

Es ist also nicht berechtigt, wenn, wie oft geschehen, aus dem Vorhandensein von Schuttkegeln in den Höhlen der Schluss gezogen wird, dass über denselben Dolinen liegen.

Aus der Betrachtung der Schuttkegel in Light holes und Dolinen vom Typus der Trebićgrotte wissen wir, dass oft unter denselben Schuttkegel in den Höhlen liegen. Umgekehrt sind mir nur zwei Beispiele bekannt, wo über den Schuttkegeln in der Höhle wirklich Dolinen constatiert sind. Hrasky hat, nach einer kurzen Mittheilung von Kraus, die Correspondenz zwischen einem Schuttkegel in der Gurkhöhle Krain und einer Doline an der Oberfläche constatiert.[2] Über einem Schuttkegel in der Erzherzog Johanngrotte wurde die große Jerzanova Dolina an der Oberfläche gefunden. Die Correspondenz zwischen denselben ist nicht bestimmt, aber doch mit großer Wahrscheinlichkeit erwiesen.[3] Beide Berichte, welche diese wichtigen Thatsachen besprechen, theilen nichts über die Art der Verbindung zwischen Doline und Höhle mit; ebenso wird der Schuttkegel im letzten Falle bald als Trümmerwall, bald als Schuttmasse angesprochen, so dass man über die Natur desselben nicht im klaren ist. Man kann glauben, aber nicht überzeugt sein, dass diese Dolinen durch Einsturz entstanden sind. Dies umso eher, weil nach unseren Kenntnissen solche Dolinen meist mit schmalen Spalten zu den Höhlen führen und nicht durch Einsturz entstanden sein können. Wir erinnern hier an die Schmidl's Beschreibung der Kolėvka, sowie auch den Schuttkegel und die Verbindung der Trebićgrotte. Selbst solche

[1] Schmidl, Grotten u. Höhlen, p. 151. Tietze, Zur Geo. der Karsterscheinungen. Jahrb. d. geol. R.-A. XXX. 1880, p. 745. — [2] Kraus, Die Entwässerungsarbeiten in den Kesselthälern von Krain. Wochenschr. d. österr. Ingenieur- und Architekten-Vereins 1888, N. 13. — [3] v. Hauer, Die Arbeiten des Karst-Comités im Jahre 1885. Österr. Touristen-Zeit. 1886, N. 7, p. 73.

Dolinen, welche über einem grobe Felsen enthaltenden Schuttkegel liegen, müssen nicht durch Einsturz entstanden sein.

Wir fassen unsere Ergebnisse zusammen:

1. Wenn Dolinen über partiellen Höhleneinstürzen auch sicher constatiert werden, so sind dieselben doch nicht durch Einsturz entstanden.

2. Man ist nicht berechtigt aus dem Vorhandensein von Schutt-kegeln in den Höhlen den Schluss zu ziehen, dass über denselben Dolinen liegen[1].

7. Schwemmlanddolinen.

Neben den echten Dolinen, Avens und Light holes gibt es häufig am lehmigen Boden von Karstwannen, nämlich der großen Dolinen, blinden Thäler und Poljen, trichterförmige Einsenkungen von Dolinengestalt, die wir Schwemmlanddolinen nennen wollen.

Zur Feststellung der Eigenschaften der Schwemmlanddolinen lasse ich zuerst meine im Laufe von drei Jahren gemachten Beobachtungen im Kučaj- (»Golubinje«) Gebirge Ost-Serbiens folgen.

Der westliche Theil des Kučaj-Gebirges ist von drei Reihen großer von Ost nach West verlaufender, trogförmiger Einsenkungen, deren Längsaxe 1—1,5 *km* misst, durchzogen. Einige derselben sind mit einem stellenweise bis 8 *m* mächtigen gelben Lehm ausgefüllt. Die Unterlage des gelben Lehm bilden Kaprotinenkalksteine, aus welchen das ganze die erwähnten Einsenkungen einschließende Terrain zusammengesetzt ist. Diese trogförmigen, langen Dolinen, deren Boden mit Lehm bedeckt ist, enthalten oft kleine, trichterförmige Schwemmlanddolinen im Durchmesser bis 10 *m*.

Die Mehrzahl dieser alluvialen Dolinen ist durch scharfe Conturen gegen ihre Umgebung begrenzt, dieselben zeigen noch frische aus Lehm zusammengesetzte Böschungen, welche auf junge Entstehung dieser Dolinen hinweisen.

Man sieht sehr oft in der Mitte der Böschungen der alluvialen Dolinen eine scharfe Contour, welche den Rand einer neuen Doline kennzeichnet. Wir haben also in der Hauptdoline eine innere Doline, welche steilere Böschungen als die ersterwähnte zeigt. Es kommen auch solche Fälle vor, wo in einer Hauptdoline nicht nur eine sondern zwei und drei innere Dolinen vorhanden sind.

Die alluviallen Dolinen sind großen Veränderungen ihrer Gestalt ausgesetzt; dieselben gehen hauptsächlich bei großen Regen und in der Zeit der Schneeschmelze vor sich. Im Laufe von drei Jahren konnte ich mehrmals die Bildung neuer, kleiner solcher Dolinen beobachten, deren anfänglicher Durchmesser nicht die Länge von einigen Decimeter übersteigt.

In Folge der Veränderungen, welche die Schwemmlanddolinen durchmachen, nehmen dieselben auch verschiedene Bekleidungen an, eine Schwemmlanddoline macht verschiedene Vegetationsphasen durch. Das Stadium der großen und oft vor sich gehenden Veränderungen ist durch frische, lehmige vegetationslose Böschungen charakterisiert. Nach dem Eintritte des Stillstandes verschwinden die scharfen Conturen und die charakteristischen Vorsprünge

[1] v. Bauer, l. cit. die Meinung von Kraus.

der inneren Dolinen und die ganze Doline bekleidet sich mit Rasen. Zwischen diesen zwei Hauptphasen schiebt sich unregelmäßig eine dritte, welche eigentlich den Anfang des Stillstandes bezeichnet: die Doline versumpft und der flache Boden derselben wird mit Sumpfvegetation bedeckt. Es ist aber nicht nöthig, dass jede Schwemmlanddoline alle Veränderungen in der Pflanzenbekleidung durchmacht, bis sie zum Stillstande gelangt. Umgekehrt wiederholen sich häufig diese



Alluviale Dolinen mit scharfen Conturen aus dem Kučajgebirge Ost-Serbien.

Vegetationsphasen an einigen großen Veränderungen ausgesetzten Dolinen; dieselben sind in fortwährender Umwandlung der Form und **Bekleidung begriffen.**

Scharfe Conturen, durch welche sich die Hauptdoline gegen ihre Umgebung abhebt, dann am Rande derselben vorhandene frische Risse weisen auf ein plötzliches Nachsinken des Schuttes hin. Die inneren Dolinen, welche ihrer nachträglichen Entstehung nach secundäre

Schwemmlanddolinen genannt werden können, zeigen, dass sich derselbe Process wiederholt. Durch das Vorhandensein der secundären Dolinen ist ersichtlich, dass das Wachsthum einer alluvialen Doline meistens von Innen nach Außen vor sich geht. Bei jeder Bildung einer secundären oder inneren Doline senkt sich zuerst der Schutt in der unmittelbaren Umgebung der Spalte im festen Gesteine, die oberen Partien bleiben ohne Unterlage, es folgt ein weiteres, schwächeres Nachsinken, welches sich bis zur Peripherie der Hauptdoline fortpflanzt.

In der Unterlage des gelben Lehms, nämlich dem stark zerklüfteten Kaprotinenkalksteine ist die Ursache der erwähnten Veränderungen und der Entstehung der alluvialen Dolinen zu suchen. Die obere Endigung



Alluviale Dolinen mit sanften Böschungen aus dem Kučajgebirge Ostserbiens

der Spalte, welche unmittelbar unter dem Lehme liegt, wird durch die chemische Erosion des versickernden Wassers zu einem Loche erweitert. Der über dem Loche gelegene Lehm wird dadurch seiner Unterlage beraubt. Das plötzliche Nachsinken des gelben Lehms wird bei großen Regengüssen oder in der Zeit der Schneeschmelze erfolgen. Der Schlot wird so verstopft. Jedem neuen Eröffnen des Schlotes oder jeder Erweiterung desselben wird das lose Material nachgeben, die alluvialen Dolinen machen neue Umwandlungen durch.

Im Karste von Montenegro kommen stellenweise alluviale Dolinen vor. Ich habe dieselben zwischen Ubli und Brocanac beobachtet: in großen, mit Zersetzungslehm ausgefüllten Dolinen von Bijela Poljana und Velja Ravan unter dem Berge Pusti Lisac, dann in der Umgebung von

Lugmar treten kleine alluviale Dolinen auf. Im mährischen Karste und zwar nordöstlich von der Macocha habe ich einige kleine alluviale Dolinen wahrgenommen.

Die besprochenen Gebilde konnten, ihrer großen Veränderungen wegen nicht unbemerkt bleiben. Pilar hat in einem als Manuscript gedruckten Werke derselben Gebilde deutlich Erwähnung gethan. Er schreibt nämlich:

»Diese mit den erwähnten jungtertiären Ablagerungen ausgefüllten von Diluviallehm bedeckten Mulden haben als Untergrund die vorher besprochenen Karstkalke, und soweit die letzteren wasserdicht sind, ist die Anschwemmungsfläche ziemlich eben. Erhält aber diese Kalkunterlage durch Gebirgsdruck oder sonstige tellurische Kraftäußerungen senkrechte, in grössere Tiefen reichende Spalten, so ist es um die weichen Sedimente geschehen. Es bilden sich im weichen Material über den Spalten einzelne senkrechte Löcher, welche sich durch Auswaschung nach und nach trichterförmig erweitern, jedes Jahr vermehren und die Ebene immer mehr verunstalten.

An manchen Stellen gehen diese Veränderungen so rasch von statten, dass mancher Grenzerjüngling, welcher nach einigen Decennien sein Vaterland wiedersah, wohl sagen konnte, es sei durch Neubildung von Trichtern gar nicht mehr zu erkennen gewesen.«[1]

Nach dieser Darlegung kann es kein Zweifel sein, dass Pilar hier ausschließlich von alluvialen, im weichen Sedimente entstehenden Dolinen spricht, welche Thatsache Tietze gänzlich übersieht, wenn er den letzten Satz (von »An manchen Stellen« . . . . . bis »zu erkennen gewesen«)[2] des Vorstehenden als auf Dolinen im allgemeinen bezüglich mittheilt und darnach sagt: »Wer möchte unter solchen Umständen noch an der Einsturznatur der Karsttrichter zweifeln?« Der von Tietze citierte letzte Absatz von den obigen Darlegungen Pilar's ist in alle neueren Arbeiten über das Karstphänomen als der Hauptbeweis für die »Einsturznatur der Karsttrichter« übergegangen. Die schwere Zugänglichkeit von Pilar's Schrift macht erklärlich, dass man den wahren Sinn jenes Satzes nicht erkannt hat.

Ebenso wie die Poljen Südwestkroatiens enthalten auch jene Westbosniens viele alluviale Dolinen, welche noch zahlreicher erscheinen werden, wenn man sie den eigentlichen Kalksteindolinen entgegegenstellt. Die Schwemmlanddolinen fungieren beim Hochwasser in den Poljen als Ponore und sie werden deshalb oft als solche bezeichnet.

Im niedrigsten Theile des Mostarsko Blato in der Hercegovina befinden sich über hundert trichterförmige Schwemmlanddolinen, welche bei Hochwasser als schlechte Sauglöcher dienen; in Folge dessen braucht das Mostarsko Blato 30 Tage zur Entwässerung. Einige dieser Schwemmlanddolinen messen 10—12 (? m?) im Durchmesser, und erst in einer Tiefe von 10 *m* beginnt die Spalte im Kalksteine, an welche die Doline gebunden ist.[3]) Viele Dolinen in diesen Poljen haben »erdige Wände«, wie der Ponor Saljeva Sama in Ljubusko Blato[4]) in der Hercegovina, dann der Paripovića Ponor und die Prbića Ponore im

[1]) A. Bayer, Tietze und Pilar. Die Wassernoth im Karste der kroatischen Militärgrenze. Als Manuscript gedruckt und herausgegeben über Anordnung des k. k. General-Commandos in Agram als Landesverwaltungsbehörde der kroat.-slav. Militärgrenze. Agram, 1874, p. 142. — [2]) Tietze, Zur Geol. der Karsterscheinungen. Jhrb. d. geol. R.-A. 1880, p. 755. — [3]) »Mittheilungen d. Section f. Höhlenkunde«, 1885, N. 5. — [4]) l. cit.

Krbavicathale;[1]) die Schwemmlanddolinen sind auch die Erdlöcher des Korenicko Polje,[2]) die Ponoren in Groß-Popina[3]) u. a. In allen diesen Fällen besitzen die Schwemmlanddolinen eine Kalksteinunterlage und als ihre Fortsetzung erscheinen Spalten und Schlote im Kalksteine. Ebenso bestehen viele Schwemmlanddolinen im Ratschnathale in Krain.[4])

Es liegt bis jetzt kein einziger sicherer Bericht über einen Fall vor, in welchem eine Felsdoline durch Einsturz entstand. Auf die alluvialen Dolinen bezieht sich die überwiegende Mehrzahl jener Einstürze, welche in der Literatur über Karstphänomene erwähnt worden sind und als Beweise für die Enstehung der echten Felsdolinen verwendet wurden. Neue Schwemmlanddolinen entstehen oft. Das Zeugnis von Pilar ist als ein Ausdruck des Volkes zu betrachten, welches auf einem solchen unruhigen Terrain wohnt und die Erscheinungen im Laufe vieler Jahre beobachtete. Es fehlen aber auch in anderen Karstgebieten verlässliche Mittheilungen über die Bildung neuer Schwemmlanddolinen nicht.

Im Jahre 1854 entstand beim Dorfe Mjasojedow im Gouvernement Toula eine Doline, und der Einsturz erfasste auch eine benachbarte, welche vor zwölf Jahren entstanden sein soll, so dass die beiden Dolinen verschmolzen. Das betreffende Terrain besteht aus Kohlenkalk, welcher mit einer mächtigen Decke von Diluviallehm bedeckt ist. Es ist von Interesse, dass sich die neu entstandene Doline mit noch zwölf innerhalb einer schmalen geradelinigen Zone befindet, welche wahrscheinlich eine Verwerfung darstellt. Diese Angaben, sagt Abich,[5]) berechtigen zu der Ansicht, dass der Einsturz ausschließlich im diluvialen Lehmboden und dem mit ihm verbundenen eisenreichen Thone niedergieng.

Gelegentlich des Erdbebens von Klana bemerkte man südlich vom Orte Novokračina in der Alluvialausfüllung des Kessels eine Stelle, an welcher die Erde nach und nach versank und sich eine trichterförmige Vertiefung ausbildete. Offenbar, meint Stur,[6]) ist unter den Alluvionen das Gewölbe irgend einer untenliegenden Höhle des Kalkes in Folge der Erschütterung eingebrochen und durch die entstandene Öffnung das darüber lagernde Alluvium in die Höhle eingesunken. Das ist eine Möglichkeit. Wenn man aber bedenkt, dass eine alluviale Doline in der »Alluvialausfüllung des Kessels« entstand, so ist es auch ebenso wahrscheinlich, dass wir es in diesem Falle mit einem verstopften Schlote oder Spalte zu thun haben, welche durch die Erschütterung eröffnet wurde und sich eine alluviale Doline oberhalb derselben nach und nach ausbildete.

In Sinjsko Polje in Dalmatien entstehen nicht selten neue kleine Seen, durch das plötzliche Versinken des alluvialen Bodens. Dieser Zufall, schreibt Fortis,[7]) hat sich unlängst vor den Augen des Morlaken Bilonoski in der Wiese Morgudei ereignet. Der Boden versank auf einmal in einem Umkreise von 35 Schritt und die Grube füllte sich mit schlammigem Wasser an.

[1]) »Mittheilungen d. Section f. Höhlenkunde« 1884, N. 4, p. 57. [2]) Ibid. p. 58. [3]) Otto Kiitka, »Aus Süd-Ostkroatien.« Ibid. 1884, N. 3, p. 35. [4]) v. Hauer, »Bericht über die Wasserverh. in d. Kesselthälern v. Krain.« Österr. Touristen-Zeitung 1883, N. 3. [5]) Abich, »Über einen in der Nähe von Tula stattgefundenen Erdfall«, p. 262. Aus den Mélanges physiques et chimiques 1851, T. II. [6]) Stur, »Das Erdbeben von Klana im Jahre 1870.« Jhrb. d. geol. R. A. 1871, p. 258. [7]) Abbate Alberto Fortis, »Reise in Dalmatien.« Bern 1776, p. 108.

Der neuerstandene Naturschacht von Brunndorf (Studenec), südlich von Laibach zeigte in großem Maßstabe denselben Process, durch welchen alle alluviale Dolinen entstehen. Der Einsturz ereignete sich im Jahre 1889. Das Ackerbauministerium hat einen Techniker entsendet, »um einen Befund an Ort und Stelle aufzunehmen«. Die Resultate dieser Untersuchung waren folgende:[1]

»Die Tiefe kann nur unter 100 *m* betragen, und diese vertheilt sich folgendermaßen: auf die Überlagerung des festen Gesteins mit losen Steintrümmern und Lehmbänken entfallen 25 *m*. Von der oberen Grenze des Anstehenden bis auf den Grund zeigte die Lothung weiter 53 *m*. Der durch Einbruch erzeugte Schuttkegel hat eine Höhe von 13 *m*, ragt aber nur 5 *m* aus dem am Grunde befindlichen Wasser hervor.« Wir haben es hier zweifellos mit einem plötzlichen Nachsinken des Alluvialbodens, nicht des festen Kalksteines zu thun. Die ganze Beschreibung und der kleine Schuttkegel stimmen damit überein. Aus der Mittheilung von Kraus entnehmen wir, dass dieser verdiente Höhlenforscher derselben Ansicht ist. Er erwähnt noch, dass »kleine Erdfälle wohl ziemlich häufig in den Niederungen am Karste vorkommen«.

Nach einem heftigen Regengusse entstand im August 1891 bei Cayrouse im Causse de Gramat am Boden einer Doline (coup) ein Aven von 1 *m* Durchmesser und 30 *m* Tiefe. Martel[2] glaubt, dass durch die Wirkung des atmosphärischen Wassers die dünne Decke einer Höhle, welche sich unter der Doline befand, durchbrochen wurde. Sein Gewährsmann theilt keine nähere Angaben mit, welche erlauben würden, die Meinung von Martel zu prüfen. Es ist nicht festgestellt, dass dieser Einsturz oder Durchbruch im festen Gestein vor sich gieng.

Den größten Umgestaltungen sind die Schwemmlanddolinen in den Poljen ausgesetzt, wo oft auch neue entstehen.

Im Polje von Groß-Popina (Südwestkroatien) ist die Bildung neuer Schwemmlanddolinen mit ausgesprochener Trichterform — »Einsturztrichter«[3] — zu bemerken, welche Vertiefungen vor einem Decennium noch nicht bestanden.[4] Der Ponor Prokop, eine Schwemmlanddoline im Alluvium des Ljubuško Polje in der Hercegovina ist erst im Laufe des Sommers 1883 entstanden.[5] Es ist bekannt, dass sich im Zirknitzer See oft neue Sauglöcher bilden.[6]

Im Gegensatze zu diesen Erscheinungen sind sicher festgestellte Fälle bekannt, wo die Schwemmlanddolinen in Poljen verschwunden sind; die Verstopfung der Spalten und Schlote im Kalksteine ist die Ursache dieser Erscheinung. In Imotsko Polje sind viele Sauglöcher verschwunden.[7] Die Schwemmlanddoline Kamine im Zirknitzersee gehört nicht mehr zu den Sauglöchern.[8] Überall ist die Zahl der Sauglöcher höchst veränderlich. Gruber konnte im Zirknitzer See 28 Sauglöcher constatieren,[9] nach den neueren Beobachtungen lässt sich diese Zahl nicht mehr bestätigen.[10]

[1] Fr. Kraus, »Der neuentstandene Naturschacht von Brunndorf.« Das Ausland 1889, p. 255. [2] Martel, »Sous terre.« [illegible] Ann. du C. A. F. 1891, p. 213. [3] Otto Kratka, »Aus Südwestkroatien.« Mittheilungen d. Section f. Höhlenkunde 1884, N. 3. [4] Kratka, loc. cit. [5] R. [illegible] »Mittheilungen d. Section f. Höhlenkunde« 1885, N. 2. [6] [illegible] »Berichte über die Wasserverhältnisse in den Kesselthälern von Krain.« Österr. Touristen-Zeitung 1883, N. 8. [7] R. Schmid, loc. cit. [8] [illegible] »Das Ph[illegible] [illegible] Karsthäler v. Krain.« Zeitschrift d. deutschen u. österr. Alpenvereins, B. X, 1889, p. 31. [9] Gruber, Physikalische Briefe aus Krain, p. [illegible] [10] Urbas, loc. cit.

Die Schwemmlanddolinen sind eine Combination aus Spalten oder Schloten im festen Gesteine und aus schüssel- oder trichterförmigen Vertiefungen, welche in losem, darüber befindlichem Material gelegen sind. Sie kommen desshalb nur dort vor, wo auf dem Kalksteine eine mächtige Decke von meist permeablem Schutt, Sand oder Eluvium aufruht. Von den echten, im festen Gesteine gelegenen Dolinen müssen sie streng auseinander gehalten werden.[1])

8. Das Verhältnis der Dolinen zu den Höhlen.

Die eigentlichen horizontalen Höhlen kommen in jedem Karstgebiete vor. Als eine Merkwürdigkeit der Erdkruste sind sie von jeher bekannt und studiert worden und über dieselben sind viele Monographien und erschöpfende Darstellungen vorhanden. Von unserem Standpunkte unterscheiden wir folgende drei Arten von Höhlen.

1. **Große, weitverzweigte Höhlengänge, welche als active oder verlassene Bette der Karstflüsse erscheinen.** In jedem Karste besteht ein **Haupthöhlensystem**, welches zu dieser Gruppe gehört. Es communiciert in der Regel durch zwei Öffnungen mit der Oberfläche: einer oberen, welche sich im blinden Thal oder Polje befindet und als Eingang für den verschwindenden Karstfluss dient und einer unteren, die sich am Rande des Karstgebirges oder des Karstplateaus befindet und als Ausgang des Karstflusses fungirt. Der Karst in Krain ist durch zwei solche Haupthöhlensysteme charakterisiert: durch das Höhlensystem der unterirdischen Läufe der Laibach und Gurk, mit den Höhlengängen, welche sich über dem unterirdischen Bette dieser Flüsse befinden und als verlassene, früher wasserführende Höhlen zu betrachten sind. Im Triestiner Karste treffen wir das Höhlensystem der Reka, im mährischen Karstgebiete jenes der Punkwa, in den Causses der Cevennen die Höhlensysteme des Bramabiau, Dargilan u. s. w. Diese Höhlen sind Producte der Flusserosion, deren Wirkung oft durch Diaklasen und Verwerfungen bestimmt und befördert wurde. Das Sickerwasser ist von secundärer Bedeutung. Durch dasselbe ist, insbesondere in vom Flusse verlassenen Höhlengängen, die Höhle weiter ausgestaltet und mit Sinterkruste, Stalaktiten und Stalagmiten ausgefüllt. Die Auflösung des Kalksteines durch Kohlensäure enthaltendes Sickerwasser und die Erosion desselben waren oft die Ursachen, dass die Höhlen durch neue Öffnungen an der Oberfläche sichtbar wurden. Diese neuen Fenster, welche senkrecht von der Oberfläche zu den Höhlen führen, sind theilweise auf die Abbröckelungs- und Einsturzprocesse zurückzuführen.

Zu diesen Höhlen gehören auch stark verbreitete **Gehängehöhlen**, durch welche das Thalgehänge der Karstflüsse oft ausgezeichnet ist. In verschiedenen Höhen über der jetzigen Thalsohle der normalen und blinden Karstthäler liegen Höhlen, welche meist ein Gefälle in das Berginnere zeigen und deutliche Zeichen der Flusserosion (Gerölle, Erosionsflächen) enthalten. Selten kommen solche Gehängehöhlen vor, welche ein umgekehrtes Gefälle, aus dem Berginnern gegen das Flussthal zu, besitzen. Sie sind, ebenso wie die vorerwähnten, ein Product der Flusserosion aus jener Zeit, als der Fluss in höherem Niveau dahinfloss.

[1] Kraus, Verh. d. geol. R.-A. 1888, p. 144 und Verh. 1887, p. 54 unterscheidet zweierlei Dolinen: »Plateaudolinen im Anstehenden können als primäre Erscheinungen betrachtet werden, die Seedolinen, die auf der Sohle der Kesselthäler häufig als Sauger fungieren, sind secundärer Natur.«

Weniger widerstandsfähige Schichten, Diaklasen, seltener Verwerfungen haben oft die Richtung der Flusserosion prädisponiert. Einige dieser Höhlen habe ich im Karste Ostserbiens untersucht. Zu solchen gehören auch jene in Mähren, welche durch die Forschungen von Kříž näher bekannt wurden.

2. Trockene, kurze, blind endende oder verborgene Höhlen, welche in höherem Niveau, oft nahe der Oberfläche, liegen. Sie sind ausschliesslich durch Auflösung des Kalksteines und Erosion desselben durch Sickerwasser entstanden. Zu solchen gehören die Divača- und Korgualergrotte, viele verborgene Höhlen, welche oft beim Abbau der Kohle in diesen Gebieten angefahren wurden.

Am Boden der trockenen Höhlen kommen oft schüssel-, trichter- oder brunnenförmige Dolinen vor, welche wir subterrane Dolinen nennen. Die trockenen Gehängehöhlen Ostserbiens, insbesondere die Prekonoger-[1] und Zlotėrhöhle[2]) enthalten eine Reihe von solchen Vertiefungen. Die Slouperhöhlen sind auch durch dieselben ausgezeichnet. Die Kreuzberghöhle bei Laas in Krain enthält in ihrem Boden eingesenkte Dolinen; der Tiberiassee in derselben Höhle dürfte eine mit Wasser angefüllte Doline sein[3]. In Folge dessen entbehren die trockenen Höhlen meist des gleichsinnigen Gefälles.

3. Grundwasserhöhlen sind meist die tiefsten Höhlen der Karstgebiete, welche sich an der Grenze des Kalksteines und der undurchlässigen Gesteine befinden. In Ostserbien ist der Kalkstein im westlichen Theile des Kučajgebirges von rothem Sandstein unterteuft und an der Grenze derselben kommen die Höhlen vor. Auf Jamaika sind große Höhlen zwischen den weißen Kalksteinen und den Sandsteinen und Mergel constatiert worden[4].

Die Light holes und die Dolinen vom Trebičtypus stehen in Verbindung mit den Höhlen der ersten und dritten Gruppe. Sie sind also an weitverzweigte Höhlengänge oder an Grundwasserhöhlen gebunden. Je näher dem Rande des Karstgebirges oder Karstplateaus, desto mehr senkt sich der Grundwasserspiegel und der Boden der wasserführenden Höhlengänge, so dass auch die Dolinen immer tiefer werden.

Die Avens sind solche Dolinen, welche meist mit hochgelegenen blinden Höhlen in Verbindung stehen.

Über die Gestaltung der typischen schüssel- und trichterförmigen Dolinen herrscht bei der Mehrzahl der Karstforscher die Ansicht, dass dieselben nichts anderes sind als verstopfte Avens oder Light holes. Sie unterscheiden sich, nach dieser Meinung, von den vorerwähnten Dolinentypen nur dadurch, dass eine Trümmer- und Schutthalde aus der Höhle bis in die Doline hinaufreicht und den Boden derselben bildet. Die Höhle ist an jener Stelle durch den Schuttkegel abgesperrt, der Aven oder die Light hole sind in eine Doline umgewandelt. Es sind bisher nur zwei Dolinen namhaft gemacht, welche wahrscheinlich die erwähnte Gestaltung zeigen: die Doline über der Gurkhöhle und die große Jerzanova Dolina über der Erzherzog Johanngrotte. Trotzdem sind solche Fälle denkbar und die Möglichkeit ist nicht ausgeschlossen,

[1] J. Cvijić, »Prekonogerhöhle«. Ann. géol. de la Péninsule Balcanique T. III 1891, p. 159. — [2] J. Cvijić, »[illegible] Untersuchungen im Kučajgebirge Ostserbiens«. Ann. géol. de la Péninsule Balcanique T. V. 1893. — [3] Hochstetter, »Denkschriften d. k. Akademie d. Wissenschaften«. B. 43, [illegible] p. 293. — [4] Sawkins, »Geol. of Jamaica«. [illegible] Section of Light hole.

dass sie stellenweise im Karste vorkommen können, aber ihre Existenz ist noch streng zu erweisen. Die Behauptung hingegen, dass alle kleinen Dolinen verstopfte Avens sind, ist auch als eine Möglichkeit nicht zulässig. Wenn man auch davon absieht, dass dann der adriatische Karst, wo oft 40—50 Dolinen auf einen Quadratkilometer kommen, continuierliche Hohlräume nahe der Erdoberfläche voraussetzen würde, so stehen auch gegenüber jenen zwei, nicht vollständig bewiesenen Fällen, zahlreiche andere, bei welchen vollkommen klar ist, dass die kleinen typischen Dolinen Oberflächenformen sind.

Nackte Dolinen, welche ich oft im adriatischen Karste und im Kučajgebirge Ost-Serbiens beobachtete, schließen jeden Zweifel darüber aus. Der Boden dieser Dolinen besteht, ebenso wie die Gehänge, aus festem, anstehendem Kalksteine. Solche Dolinen sind oft bemerkt (S. 18) und es ist mir nicht bekannt, dass an denselben irgendwelche andere Beobachtung gemacht wurde.

Die bloßgelegten, angeschnittenen Dolinen geben einen vollständigen Aufschluss über die Zusammensetzung ihres Untergrundes und alle Beobachtungen, welche darüber vorliegen, zeigen nur, dass die kleinen typischen Dolinen Oberflächengebilde sind. Ich habe solche angeschnittene Dolinen in dem zweiten Eisenbahneinschnitte südlich von Unterloitsch in Krain beobachtet. (Siehe Profil.) Unter denselben kommen keine Höhlen vor, der Schichtverband ist nirgends gestört; von dem Dolinenboden setzen sich aber zahlreiche Klüfte durch eine Zone verwitterten Kalksteines fort und sind bis in das frisch aussehende, wenig zersetzte Gestein zu verfolgen, welches die Unterlage bildet und ebenfalls entblößt ist. Es befindet sich also unter der Doline ein nach unten zugespitzter Keil von verwittertem Kalksteine, dessen Höhe 3—5 m, dessen obere Breite 2—3 m beträgt. Derselbe ist in nebenstehender Zeichnung punktiert. Der Keil ist von unzähligen Fugen und Spalten durchsetzt, so dass er aus einzelnen Kalksteinstücken besteht, welche in einer Umhüllung von terra rossa liegen. Stellenweise ist die terra rossa nesterförmig in den Lücken zwischen den Kalksteinstücken angesammelt. In der Doline selbst zeigen die Gehänge eine durch terra rossa gefärbte Zersetzungszone, welche ohne scharfe Grenzen in das frische Gestein übergeht. Alle durchschnittenen Dolinen zeigen dieselben Erscheinungen in größerem oder kleinerem Maßstabe.



Durchschnitt einer 3 m tiefen Doline mit Unterlage. Unterloitsch in Krain.

Ähnliche Beobachtungen haben, nach einer Mittheilung von v. Mojsisovics,[1] jene Ingenieure gemacht, welche beim Bau der Südbahn auf der Strecke Adelsberg-Nabresina betheiligt waren. Sie haben auch constatiert, dass die Dolinen nach unten zu abgeschlossen sind und mit

[1] Diener, »Libanon« p. 220 u. 221.

Infiltrationsgängen im festen Gesteine endigen. Dieselben Beobachtungen wurden nach v. Mojsisovics an den untergefahrenen Dolinen bei dem Abbau der Salzlame in Istrien gemacht.[1]

Die Karstgebiete sind nicht so höhlenreich, wie man unter der Voraussetzung dachte, dass alle unzählige Dolinen, welche auf ihnen vorkommen, abgeschlossene Avens und Light holes sind. Dieses Ergebnis liefern die Untersuchungen, welche durch eine Reihe von Jahren in den Causses der Cevennen und in Krain angestellt wurden. Die Causses sind, hebt Martel besonders hervor, wenig höhlenreich.[2] Die typischen Dolinen (Cloups) führen nicht zu Höhlen, besitzen keine verborgene oder geöffnete puits naturels in ihrem Boden,[3] wie die Avens und Light holes. Zu einem ähnlichen Ergebnisse führen auch die Untersuchungen der Section Küstenland und diejenigen, welche in Krain angestellt wurden.[4] Wir berücksichtigen die Ergebnisse dieser Arbeiten an anderer Stelle.

Die kleinen, schüssel- und trichterförmigen Dolinen sind also Oberflächenformen, welche mit Höhlen in der Regel nur mit schmalen Spalten in Verbindung stehen.

C. Locale Vertheilung und Anordnung der Dolinen.

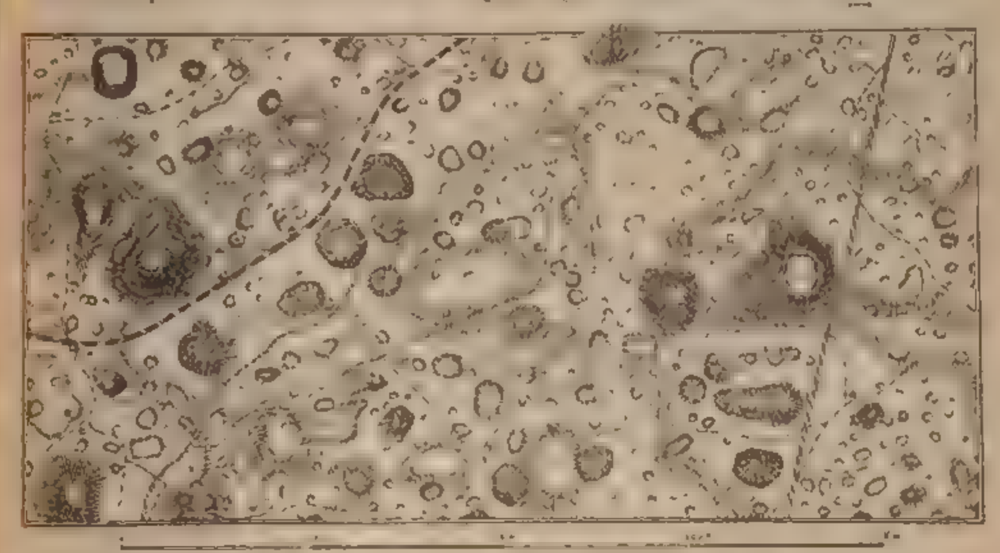
Die Schlote, welche weit spärlicher als die echten Dolinen auftreten, sind vorzugsweise an die unterirdischen Flussläufe gebunden. Die echten Dolinen und Avens kommen in einem Karstgebiete überall vor, nur sehr steile Böschungen sind in der Regel dolinenfrei;[5] doch gibt es gewisse Formen der Landoberfläche, welche das Auftreten der Dolinen besonders zu begünstigen scheinen.

Die Karstplatten und Karstplateaus sind die wichtigsten Oberflächenformen, auf welchen Dolinen in der Regel in ungeheuerer Menge auftreten. Die südistrische Karstplatte ist in vielen Partien wirklich blattersteppig; auch der Krainer und Triestiner Karst zeigt mehrere solche Partien, wie die Umgebung von Unterloitsch, Ravnik und Scalcen Kamen, von Divacca, Lesečce, Korgnale, Sessana u. s. w. Nebenstehendes Kärtchen zeigt den Dolinenreichthum von etwa 3 km^2 südlich Sessana, während das andere die großen und tiefen Dolinen südöstlich von Fiume in kleinerem Maßstabe darstellt. Häufig trifft man Dolinen auf der Plateauoberfläche der Causses der Cevennen. Am Dachstein, im Todten Gebirge, in den Julischen Alpen treten Dolinen in großer Häufigkeit auf.

Die breiten Grate des Karstgebirges sind oft durch unzählige Dolinen ausgezeichnet, wie das Dinaragebirge im adriatischen Küstenlande.[6] Solche Gebirge besitzen meist keinen Kamm, welcher auf längere

[1] Diener, Libanon, p. 220 u. 221. [2] Martel, Ann. du Cl. A. F., 1889, p. 128. [3] Martel, Ann. du Cl. A. F. 1891, p. 212. [4] Wir weisen auch auf eine Beobachtung von Diener hin. Er bemerkt »das gänzliche Fehlen« jeder Art von Dolinen und Karsttrichtern im ganzen Gebiete des Wüstenkalkes im Antilibanon, trotzdem dass dieser cenomane Kalkstein durch einen großen Reichthum an Höhlen und Grotten charakterisiert ist. (Libanon, p. 215 u. 216.) [5] Sanft geneigte Böschungen sind stellenweise durch Dolinen ausgezeichnet, wie ich sporadisch vorkommende Dolinen am südwestlichen bewaldeten Gehänge des Stenicagebirges in Ost-Serbien beobachtete. Solche mit Dolinen besäete blattersteppige Gehänge zeigt der Berg Kokuš nächst Basovica (Moser, Der Karst, p. 7). Diener (Libanon, p. 219) hat blattersteppige Gehänge von 40° Neigung in den Julischen Alpen beobachtet. Solche steile, von Dolinen besetzte Gehänge erwähnt auch Hassert in seiner Publication über Montenegro. [6] Zittel, »Die Morlaken«, Österr. Revue, 1864, 2. Bd., p. 23.

Strecken zu verfolgen wäre, sondern zeigen einen Netzkamm, der aus eingelagerten Dolinen und dazwischen liegenden schmalen, scharfen Firsten besteht. Der Kamm des südlichen Velebit ist durch unzählige Dolinen gänzlich verwischt. Selbst die Gipfel des Karstgebirges, wenn dieselben nur ebene oder flach geneigte Flächen darstellen, tragen Dolinen, wie diejenigen des Durmitorgebirges in Montenegro,[1] der Monte Spaccato bei Triest,[2] Rtanjgebirges in Ost-Serbien.[3]



Dolinenlandschaft südlich vom [illegible] 1 : 25 000.
(Nach der Umgebungskarte von Triest 1 : 25 000 des k. u. k. militär-geogr. Institutes.)



(Nach der Originalaufnahme 1 : 25 000 des k. u. k. militär-geogr. Institutes.)

Die blinden Thäler und die Poljen enthalten echte Dolinen; in denselben kommen häufiger Schwemmland-Dolinen vor.

Die Dolinen treten also vorzugsweise auf ebenen und sanft geneigten Formen des Karstgeländes auf. Steile Böschungen sind in der Regel bloß von Karren besetzt. Die Dolinen sind an die Formen be-

[1] Hassert, »Reise durch Montenegro«, 1893, p. 123. [2] »Grottenbuch der Section Küstenland«, I. [3] Milićević, »Das Fürstenthum Serbien«, p. 351 (in serbischer Sprache).

schränkt, auf welchen das Wasser, infolge der Permeabilität des Kalksteines durchsickern muss; die steilen Böschungen, wo das atmosphärische Wasser vorzugsweise oberflächlich abfließt, sind dolinenfrei und von Karren besetzt.

Die Dolinen zeigen in der Regel keine bestimmte Anordnung; sie sind auf den Karst-Platten, in den Poljen und in den Thälern unregelmäßig zerstreut. Linear angeordnete Dolinen kommen nur stellenweise vor.

Die Dolinen letzter Anordnung zeigen entweder eine einzige, oft geradlinige Dolinenreihe oder sind aus mehreren solchen zusammengesetzt, welche in ihrer Gesammtheit eine thalähnliche Verästelung aufweisen. Eine 1 *km* lange Dolinenreihe in Ost-Serbien (Kučajgebirge), welche Padina Šenke genannt wird, stellt eine 50–100 *m* schmale Einsenkung dar, welche aus geradlinig angeordneten Dolinen besteht. Ein Karstplateau (Ravni Gabar) in demselben Gebirge ist von einigen Dolinenreihen durchbrochen, welche aufeinander stoßen und in ihrer Gesammtheit thalähnlich erscheinen. Eine solche Verästelung zeigen auch die kleinen Dolinen im Forêt de Chailluz nördlich von Besançon.[1]

Einige dieser Dolinenreihen dürften an Brüche gebunden sein. Die linear angeordneten Dolinen bei Lesečе im Triestiner Karste bringt Reyer mit Verwerfungen in Zusammenhang. Auf einer 5 *km* langen Verwerfung zwischen Kreplje und Šmarje befindet sich eine Reihe großer Dolinen.[2] Diener berichtet,[3] dass die Kranjska Dolina, dann diejenigen von Lom, Javornik und Radnopolje einer Dislocation folgen, welche dem Kermabruche parallel ist. Die Dolinen von Belopolje sind, nach Diener, auch an einer Verwerfung, welche das Poklukaplateau im Osten zum Absinken bringt. Das Kučajgebirge Ost-Serbiens zeigt drei von Ost nach West verlaufende Reihen von großen elliptischen Dolinen, welche mit Brüchen im Zusammenhange stehen dürften.[4] Auf der fränkischen Alb trifft man linear angeordnete Dolinen, welche, nach Gümbel,[5] an Spalten gebunden sind. Selbst in wenig dislocierten Gebieten kommen Dolinenreihen vor, welche an Spalten liegen, wie jene 13 Dolinen beim Dorfe Mjasojedow im Gouvernement Toula.[6]

Weit häufiger sind diese Dolinenreihen mit Höhlen in Verbindung gebracht worden; sie liegen, nach dieser Meinung, über Höhlen und unterirdischen Flussläufen. Mit dem unterirdischen Laufe der Punkwa im mährischen Devongebiete soll eine Dolinenreihe auf der Oberfläche correspondieren.[7] In vielen Karstgebieten sind solche linear angeordnete Dolinen mit Höhlen in Verbindung gebracht worden,[8] der Zusammenhang aber zwischen Höhlen und Dolinen ist nirgends durch entsprechende Messungen erwiesen. Wo solche Untersuchungen angestellt wurden, gelangte man zu einem anderen oder entgegengesetzten Resultate. Durch correspondierende Messungen, welche in den Höhlen und über denselben in Krain angestellt wurden, ist constatiert, dass keine Dolinenreihen direct über bekannten Höhlen vorkommen: es be-

[1] De la Noë et de Margerie. Les formes du terrain, p. 156. [2] Reyer, »Studien über das Karstrelief«. Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch., 1881, p. 4. [3] Diener, »Jahrb. d. geol. R.-A.« XXXIV, 1884, p. 659. [4] Cvijić, »Ann. géol. de la Péninsule Balk.« 1889, T. I. [5] Gümbel, »Geogn. Beschreibung der fränkischen Alb (Frankenjura)« 1891, p. 47. [6] [illegible] in der Nähe von Toula stattgefundenen Erdfalle« 1864, p. 297. Aus des Mélanges physiques et chimiques. [7] Kraworth, »Zeitschrift d. deutschen u. österr. Alpenvereines«, 1881, p. 127. [8] Hassert [illegible] Karste [illegible] Montenegro, 1893. [illegible] Owen (Third Rep. of the geol. Survey of Kentucky 1857, p. 68) [illegible] in der Fayette Country in Kentucky u. a.

finden sich nur stellenweise, und zwar abseits, neben den Höhlen, vereinzelte Dolinen. [1]) Zu ähnlichem Resultate gelangte auch Martel durch Untersuchung dolinenähnlicher Gebilde (fosses), welche sich zwischen dem Ponore und der Quelle der Touvre in Charente befinden. [2]) Wir halten doch die Möglichkeit für nicht ausgeschlossen, dass einzelne dieser Dolinenreihen sich über den Höhlen befinden; solche Fälle aber bleiben erst zu erweisen, wie wir oben erörterten.

D. Das Verhältnis der Dolinen zu den geologischen Orgeln.

In die Oberfläche des Kalksteins mancher Länder senken sich vielfach Verwitterungstaschen, welche geologische Orgeln, sand und gravel pipes, seltener auch entonnoirs, puits naturels oder native wells und poches d'érosion genannt werden.

In Unterkrain hat Lipold[3]) Dolinen beobachtet, welche nackt sind, also keinen Zersetzungslehm enthalten, dann solche, welche bis zu ⅓ ihrer Tiefe mit sandigem Lehm ausgefüllt sind und zuletzt Einsenkungen der Kalkoberfläche, welche vollkommen mit Zersetzungslehm erfüllt und infolge dessen nur in Steinbrüchen sichtbar sind. Die letztgenannten Gebilde besitzen das Aussehen einer trichterförmigen aber gänzlich zugeschütteten Doline, im Durchschnitte aber erscheint ihre Kalksteinunterlage zerrissen und zackig. Sie sind nicht nur mit Zersetzungslehm vollkommen ausgefüllt, sondern auch mit einer mächtigen Decke desselben bedeckt; an der Oberfläche sind also diese Gebilde nicht sichtbar. In allen ihren Charaktoren stimmen sie mit den geologischen Orgeln überein. [4])

Brunnen- und trichterförmige Gebilde, welche Lyell aus der Kreide von Norwich erwähnt, gehören zweifellos zu denselben Gebilden, wie die vorerwähnten Die Kreide von Norwich ist bedeckt durch vom Eisen stark gefärbte Schichten von Kies, Sand und Lehm, an mehreren Stellen ist dieselbe von senkrechten oder geneigten Vertiefungen, welche die Form umgekehrter Kegel besitzen, durchzogen. Diese geologischen Orgeln sind mit denselben Stoffen ausgefüllt, welche die Kreide bedecken, aber nie findet man in denselben Konchylien, Kreidestücke und andere kalkige Stoffe. Die Kreide selbst ist von den geologischen Orgeln an auf eine Strecke von mehreren Decimetern bis anderthalb Meter weich, feucht und von etwas feinem Sande und Thon gefärbt. [5])

Es liegt kein Grund vor, die »geologischen Orgeln«, welche aus der Umgebung von Burtscheid und vom Petersberg längst bekannt sind, von den vorerwähnten Bildungen auszuscheiden Die geologischen Orgeln im devonischen Kalke von Burtscheid sind zwar cylindrisch, setzen sich aber nicht vollkommen senkrecht fort und zeigen viele »Irregularitäten und Biegungen«; die vom Petersberg[6]) zeigen häufig auch Erweiterungen und Zusammenziehungen an einzelnen Stellen, sie sind alle niemals leer, immer mit Lehm des Plateau aus-

[1]) v. Hauer, Die Arbeiten des Karst-Comités im Jahre 1885. »Österr. Touristen-Ztg.«, 1886, Nr. 7, p. 73. [2]) Martel, »Explorationes souterraines.« Société de géographie. Comptes Rendus 1892, Nr. 8, p. 180. [3]) Lipold, »Die eisensteinführenden Diluviallehme in Unterkrain«. Jahrb. d. geol. R.-A. 1858, p. 246 u. 247. [4]) Siehe auch die Abbildung aus dem Steinbruche zu Gradatz. Lipold, l. c. p. 246. [5]) Lyell, »Elem. d. Geol.«, deutsch von Cotta I, p. 112: »Über die Röhren in der Kreide von Norwich.« Neues Jahrb. 1843, p. 234; Van den Broeck, »Memoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels«, 1881. Die größten erreichen 3,50 *m* Durchmesser, 18 *m* Tiefe. [6]) Mathieu und Gillet-Laumont, Journal des mines V. 34. — Gilbert's Annalen Bd. XLVI. 1814. S. 402.

gefüllt.[1]) Durch das Auslaufen der geologischen Orgeln entstehen trichterförmige Einsenkungen an der Oberfläche, welche oft ganz und gar das Aussehen von eingestürzten Schächten gewinnen.[2]) Sie sind von vornherein von Gillet-Laumont mit den von Omalius d'Halloy zuerst eingehender gewürdigten Karsttrichtern verglichen worden.

Die »puits naturels« in der Senonkreide von Brabant haben brunnen- und trichterförmige Gestalten, sind von einem braunen, eisenhaltigen Lehm ausgekleidet und mit Sand unbestimmten Alters ausgefüllt; von dem letzten Gebilde ist die Kreide bedeckt.[3]) Ebenso sind die geologischen Orgeln der Kreide des Cambresis in Belgien von Sanden und Thonen mit Feuersteinen erfüllt und überlagert.[4]) Es können vielleicht in die geologischen Orgeln auch jene, ihrer Form nach bizarren Gebilde eingereiht werden, welche in der Kreide von Meudon und Bugival im Pariser Becken auftreten.[5])

Die »vallées d'effondrements« in den Karbonkalken Belgiens stellen größere Einsenkungen in der Kalkoberfläche dar, welche entweder im Kalksteine oder an der Grenze zwischen demselben und dem Kohlenschiefer vorkommen und mit Sand und plastischem Thone (argile plastique) vollständig ausgefüllt sind. Das lose Material hat sich in die entstehenden Vertiefungen nachgesenkt, wesshalb diese Gebilde, welche wahrscheinlich auch größere Dimensionen erreichen, vallées d'effondrement genannt werden.[6]) Gegenüber den normalen geologischen Orgeln stehen sie in jenem Verhältnisse, wie die kleinen, typischen Dolinen zu den großen.

Die geologischen Orgeln (puits naturels) im Grobkalke des Pariser Beckens sind mit Zersetzungslehm ausgefüllt.[7])

Eingehend hat sich Prestwich mit den sand und gravel pipes der Umgebung von London und Canterbury befasst. Dieselben haben eine trichterförmige Gestalt mit einer Tiefe von 6, 10 bis 20 *m* und einem mittleren Durchmesser, welcher $^1/_4$—$^1/_{10}$ der Tiefe beträgt; es kommen also auch brunnenförmige Formen unter denselben vor. Sie sind in der Kreide eingesenkt und mit eocänem Sand und Thon, in Norfolk mit neogenem Crag ausgefüllt. Die Feuersteine als Überreste der aufgelösten Kreide kommen oft in ihnen vor. Echte Gerölle befinden sich nirgends in den pipes.

Die Landschaft zwischen Feversham und Canterbury besteht aus Kreide, welche von eocänem Sand und Thon überlagert ist; die sand pipes wurden unter diesem losen Material gebildet. Es ist von Interesse, dass sich in diesem Gebiete auch swallow-holes (echte Dolinen) befinden, in welche sich einige Schlundbäche verlieren.[8])

[1]) Nöggerath, »Über d. sog. natürl. Schächte od. geol. Orgeln in versch. Kalkstein-Bildungen.« Neues Jahrb. für Mineralogie 1854, p. 527. Nöggerath identificiert selbst seine geol. Orgeln mit den Gebilden, welche Lyell beschrieben hat (Neues Jahrb. 1848, p. 524). [2]) Nöggerath, l. c. p. 530. Breda et Hees, Annales des sciences naturelles 1829, XVII, p. 446—477. [3]) F. Van Horen, »Sur l'existence des puits naturels dans la craie senonienne du Brabant.« Bull. Acad. Royale des sciences de Belgique, 2 ser. XXX, 1870, p. 37. Van den Broeck, »Les phénomènes d'altération.« p. 124. [4]) Gosselet, Bull. de la soc. belge de Géologie, 1889. [5]) Hébert, »Observations sur l'argile plastique.« Bull. de la Soc. géol. de France 1854, p. 424. [6]) Van den Broeck et A. Rutot, »Bull. de la Soc. belge de géol.« T. II, 1888, p. 11 u. 21. [7]) Van den Broeck, »Les phénomènes d'altération des dépôts superficiels.« p. 127. [8]) Prestwich, »On some Swallow Holes on the Chalk Hills near Canterbury.« The Quaterly Journal 1854, p. 222. — »On the Origin of the Sand and gravel Pipes in the Chalk of the London Tertiary District.« Quaterly Journal 1854, p. 241. — Unter denselben Titel in Quaterly Journal 1855, p. 64. — Trimmer, »On Pipes and Furrows in Calcareous and Noncalcareous Strata.« Quaterly Journal geol. Soc. 1854, p. 231.

Die Gebilde, welche Penck als geologische Orgeln bezeichnet, sind kleine Vertiefungen im Kalksteine mit einer mittleren Tiefe von 2—4 *m* und einem Durchmesser, welcher bis 1.5 *m* beträgt. Viele endigen nach unten spitz oder sie verzweigen und verästeln sich. Sie sind mit einem zähen Lehm ausgekleidet, enthalten an ihrem Boden Bruchstücke von zerfressenem Kalkstein, während zahlreiche, völlig unversehrte Feuersteine in einigen liegen. Die Oberfläche des Muschelkalkes von Rüdersdorf bei Berlin zeigt unter dem Geschiebelehm eine große Anzahl solcher Vertiefungen, welche mit Lehm ausgefüllt sind. Gleiches gilt von den Skorstenen (Schornsteine) in der Kreide von Faxoehugel auf Seeland, welche bis 4 *m* tief sind; in der Kreide sind auch jene geologischen Orgeln bei Limhamn und Annertop in Schonen, bei Lägernsdorf, Lüneburg u. s. w.; bei Lägernsdorf sind einige so dicht nebeneinander, dass sie nur durch eine wenig über 1 *dm* starke Wand von einander getrennt sind.[1] Die Oberfläche des Zechsteines in Sachsen zeigt diese merkwürdigen, sackförmigen Einstülpungen, die unten mit einer zähen, schwarzbraunen Masse erfüllt sind; die hier den Zechstein überlagernden bunten Letten sind in die entstandenen Hohlungen gesunken.[2])

Die Gegend östlich und südöstlich von Brody in Galizien besteht aus Senonkreide, welche mit einer 0.5—1 *m* mächtigen Decke von Sand überlagert ist; in der Kreide kommen geologische Orgeln vor, welche mit rostbraunem, oft eine lettige Beschaffenheit zeigendem Sande erfüllt sind.[3])

Dieselben sand pipes wie in der Umgebung von London kommen auch in Korallenkalken Süd-Australiens vor. Sie sind kleine Gebilde trichterförmiger Form, mit Lehm ausgekleidet, mit Sand ausgefüllt. In demselben Gebiete sind auch swallow holes verbreitet, d. h. echte Dolinen ohne Lehm und Sand; ebenso kommen hier schlottförmige native wells, welche mit Höhlen und Grundwasser in Verbindung stehen, vor.

Die geologischen Orgeln haben in der Regel eine trichterförmige Form, welche meist zerfranzt und verästelt erscheint, stellenweise tritt auch eine brunnenförmige Form auf und solche geologische Orgeln werden oft puits naturels genannt. In ein und demselben Gebiete kommen oft beide Formen vor. Sie besitzen kleine Dimensionen: durchschnittlich zeigen sie einen Durchmesser von 2 *m* bei einer Tiefe von 1—4 *m*; stellenweise aber erreichen sie einen Durchmesser von 20 *m* und eine Tiefe von 7—8 *m*.

Die geologischen Orgeln in der Kreide von Norwich, dann einige in der Umgebung von London sind mit Feuersteine enthaltendem Zersetzungslehm erfüllt; dieselbe Ausfüllung zeigen auch die geologischen Orgeln in der Senonkreide von Norddeutschland; diejenigen in den mergeligen Faxöekalken der obersten Kreide, welche vorzüglich aus Korallenkalke und Korallenschutt zusammengesetzt sind, erscheinen mit Zersetzungslehm ausgefüllt. Die bryozoënreichen Kalktuffe, dann die cretacischen Sande und Mergel von Mastricht liefern Zersetzungsproducte zur Ausfüllung der geologischen Orgeln

[1]) Penck, »Die Geschiebeformation Norddeutschlands.« Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. XXXI. 1879. p. 132. Bekannt ist, dass diese geologischen Orgeln mehrfach als Riesentöpfe angesprochen sind. [2]) Gutbier, »Die Versteinerungen d. Zechsteingeb. u. Rothliegenden.« II. 1849. p. 4. [3]) Uhlig, »Jahrb. d. geol. R.-A.« 1884. H. 1.

Von weit größerer Bedeutung für das Ausfüllungsmaterial der geologischen Orgeln sind *tertiäre und diluviale Gebilde*, welche die Kreide überlagern. Die Kreide-Mulde von London ist mit eocänen Thonen und Sanden oder mit pliocänem Crag überlagert, durch welche auch sand- und gravel pipes vollkommen ausgefüllt sind; ähnliche Verhältnisse wiederholen sich in Belgien, Galizien u. s. w., wo die geologischen Orgeln ebenso mit Sanden und Thonen erfüllt sind. Die geologischen Orgeln der baltischen Kreide sind mit Geschiebelehm ausgefüllt.

Diese Gebilde kommen also auf der Landoberfläche nicht zum Ausdrucke, da sie immer entweder mit Zersetzungslehm oder mit losen permeablen, tertiären und diluvialen Gebilden vollkommen ausgefüllt und bedeckt sind. Alle diese Ausfüllungsmassen sind durch Mangel an kalkhaltigen Bestandtheilen ausgezeichnet, welche bei der Auflösung der Kreide und bei der Bildung der Vertiefungen verloren gegangen sind. Die fremden, losen Gebilde, welche oft die Ausfüllung der geologischen Orgeln bilden, haben sich in eine solche entstehende oder schon entstandene Vertiefung nachgesenkt.

Die geologischen Orgeln kommen in der Regel in Kalksteinen, insbesonders in der Senonkreide der nördlichen Gebiete Europas vor. Die Überlagerung der Kreide durch sandige und thonige Gebilde jüngerer Formationen bildet auch ein Merkmal für die Gebiete, in welchen die geologischen Orgeln auftreten. *Zur Ausbildung derselben sind also entweder thonige und mergelige Kalksteine, oder auch die Überlagerung derselben durch Sande, Thone und Geschiebelehm als Vorbedingung zu betrachten.* Solche Verhältnisse treffen wir nur in Nord- und Mittel-Europa, wo die Ausbildung der Kreide und Tertiärformation von den südlichen Gebieten Europa's abweicht; in den letzten ist die Kreide hauptsächlich durch harte, zum Theil krystallinische Caprotinen- und Rudistenkalksteine vertreten und das Tertiär beginnt mit ebensolchen Nummuliten-Kalksteinen. Es sind keine losen Gebilde über den Kalken in diesen südlichen Gebieten vorhanden, die Kalksteine liefern wenig Zersetzungslehme, es fehlen also die Bedingungen zur Ausbildung der geologischen Orgeln. *An Stelle derselben treten im Süden die Dolinen auf.*

Der einzige wesentliche Unterschied zwischen Dolinen und geologischen Orgeln ist der, dass die ersteren *Formen der Landoberfläche*, die letzteren bloß *Formen der Kalkoberfläche* sind. Unwesentlich sind kleine Abweichungen in der Form und Größe, welche die geologischen Orgeln gegenüber den Dolinen zeigen. Alle diese Unterschiede verschwinden, wenn man die Übergänge betrachtet, welche zwischen Dolinen und geologischen Orgeln bestehen. Die ersteren sind oft dermaßen mit Zersetzungslehm erfüllt, dass die charakteristische Dolinenform kaum mehr zum Vorschein kommt, sie sind kaum mehr Oberflächenformen, wie viele Dolinen im mährischen Devongebiete, im Schwäbischen Jura u. a. Die Beziehungen zwischen ihnen werden noch enger, wenn man bedenkt, dass selbst im Krainer Karste geologische Orgeln constatiert worden sind, umgekehrt aber in Gebieten der nördlichen Kreide stellenweise echte Dolinen vorkommen, wie in der Umgebung von Canterbury in England. In Süd-Australien finden sich, nach den erwähnten Beobachtungen von Woods, echte Dolinen, Schlote und geologische Orgeln nicht weit von einander entfernt. Ihre kleineren Dimensionen, welche meist die der kleinsten Dolinen im Karste nicht

übertreffen, verdanken die geologischen Orgeln dem Umstande, dass sie unter einer Decke von losem Material oder Zersetzungslehm gebildet worden sind; überdies ist ein thoniger Kalkstein in geringerem Grade lösbar und deshalb zur Entstehung großer Vertiefungen nicht geeignet. Morphologisch und genetisch sind geologische Orgeln nur durch die chemische Beschaffenheit des Kalksteines und durch Überlagerung desselben mit fremden Gebilden oder mächtigen Zersetzungslehm modificierte Dolinen.[1] Sie sind aber keine Oberflächenformen, keine echte Dolinen und die Gebiete, in welchen sie erscheinen, sind keine Karstgebiete; ihnen fehlt die Plastik und die Permeabilität der letzteren.

E. Bildung der Dolinen.

1. Ältere Ansichten über die Bildung der Dolinen. Die meisten Beobachter, welche sich mit dem Studium des typischen Karstes in Krain und im westlichen Theile der Balkanhalbinsel befassten wie Schmidl, der beste ältere Kenner der betreffenden Gebiete, dann Stache und Tietze, welche die geologische Aufnahme der österreichischen und montenegrinischen Karstgebiete ausgeführt haben, waren der Ansicht, dass die Dolinen durch Deckenbrüche der unterirdischen Hohlräume entstehen. Tietze hat in seinen Arbeiten Beobachtungen gesammelt, welche für die Einsturztheorie sprechen und die Beweise zu widerlegen versucht, welche in der österreichischen Literatur für die Bildung der Dolinen durch subaerische Erosion vorgebracht wurden.[2] Reyer hat speciell jene Fälle erklärt, wo reihenförmig angeordnete Dolinen an Verwerfungen gebunden sind.[3] Nach seiner Ansicht sind die Wertungen, welche stellenweise an einem Bruche auftreten, die Ursachen der Dolinenbildung.

Im Gegensatze zu diesen im Wesentlichen übereinstimmenden Anschauungen, steht die Ansicht, zu der v. Mojsisovics[4] gelegentlich seiner geologischen Aufnahme in West-Bosnien gelangte. Er unterscheidet zwischen Dolinen und Karsttrichtern und will letztere nicht zu den eigentlichen Karsterscheinungen rechnen. Die Merkmale, durch welche sich diese zwei Gebilde unterscheiden sollen, sind nicht ange-

[1] Nach Gillet-Laumont (Gilberts Annalen XLVI 1814, p. 410) hat die Bildung der geologischen Orgeln von Maestricht und der puits naturels des Pariser Grobkalkes übereinstimmend mit der Dolinenbildung im Karste durch Infiltration von Wasser oder durch Ausspülen stattgefunden. A. Boué (Turquie d'Europe t. II. p. 266) bezeichnet Dolinen der westlichen Türkei mit dem Namen puits naturels, welcher bekanntlich für die Bildungen im Grobkalke von Paris üblich war. v. Mojsisovics hat später klar ausgesprochen, dass die geologischen Orgeln und Dolinen dieselben Gebilde sind: »Als ich beobachtete, wie enge die Verbreitung der Trichter mit dem Auftreten der terra rossa oder deren Derivate zusammenhängt, so setzte sich in mir die Ansicht fest, dass die genannten Karsttrichter in die Kategorie der »geologischen Orgeln« mit welchen sie ja auch die äußere Gestalt gemein haben, gehören.« (v. Mojsisovics, »Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina« p. 212.) Dagegen polemisierte Tietze und behauptete, dass die geologischen Orgeln »weder der Gestalt noch der von Noeggerath behaupteten Entstehung nach Dolinen seien« (»Zur Geol. d. Karsterscheinungen« Jahrb. geol. R.-A. XXX 1880. p. 743.) Der Anschauung von v. Mojsisovics schloss sich vollinhaltlich Diener an. (Libanon 1886. p. 224.) Van den Broeck (»L'infiltration des eaux météoriques« Bruxelles 1881) hat die puits naturels und die geologischen Orgeln ihrer Entstehung nach mit den poches d'érosion der eocenen Sande von Brüssel und des Diluvium rouge identificiert. [2] Tietze »Zur Geol. d. Karsterscheinungen« Jahrb. d. geol. R.-A. 1880 XXX. [3] Reyer, »Studien über das Karst-Relief« Mittheil. d. k. k. geogr. Gesellschaft 1881. [4] v. Mojsisovics, Tietze und Bittner, Geologie von Bosnien und Hercegovina p. 226.

geben. Es ist aber wahrscheinlich, dass die Karsttrichter v. Mojsisovics mit unseren kleinen, echten Dolinen identisch sind, welche jedes typische Karstterrain charakterisieren. Nach v. Mojsisovics waren die Karsttrichter die Hauptangriffspunkte der chemischen, subaerischen Auflösung des Kalksteines, weshalb sich auch die unlösliche Asche des Kalksteines, die terra rossa, so innig mit denselben vergesellschaftet findet. Sie sind also nach Mojsisovics eine Erosionsform des reinen Kalkes und gehören nach ihm in die Kategorie der geologischen Orgeln. Diener schließt sich dieser Ansicht vollständig an und stellt zahlreiche Gründe gegen die Einsturztheorie zusammen.[1] Bei Deckeneinbrüchen im festen Gesteine sollen sich keine runden, trichterförmigen Formen, sondern unregelmäßige und eckige bilden; die ersten Formen sollen ausschließlich beim Einsturze in weichem Mergel und losem Sande entstehen, die trichterförmige Gestalt der Pingenzüge solle nur in weichen mergeligen Gesteinen beobachtet worden sein. In den illyrischen Karstlandschaften sollen zwar partielle Einstürze vorkommen, durch dieselben aber nicht Dolinen gebildet werden. Die Modellierung und Ausgestaltung durch die Erosion könnte Einstürze in Dolinen verwandeln, jedoch müsste man in diesem Falle weit mehr Übergänge zwischen kreisrunden Dolinen und solchen von eckiger Form in der Natur beobachten. Ähnliche Erwägungen theoretischer Natur, welche auch meist von v. Mojsisovics angeführt sind, wurden von Tietze, Fruwirth und anderen Vertretern der Einsturztheorie auch als Beweise für letzere vorgebracht. Von großer Bedeutung sind dagegen die Beobachtungen von v. Mojsisovics und Diener an aufgeschlossenen Dolinen, welche im Capitel über das Verhältnis der Dolinen und Höhlen angeführt wurden.

Durch die verdienstvollen neueren Untersuchungen in Krain und in den Causses der Cevennen ist die Kenntnis des Karstphänomens wesentlich gefördert worden. Die Beobachter in Krain und in den Causses der Cevennen gelangten zu verschiedenen Ansichten über die Bildung der Dolinen. Kraus und Putick, unter deren Leitung die Untersuchungen in Krain geführt wurden, sind entschiedene Anhänger der Einsturztheorie. Sie glauben, dass durch die Arbeiten in Krain »alle Zweifel gelöst sind, und die alte Einsturztheorie, allerdings etwas modificiert, wieder hergestellt wurde.«[2] Die Ursache der Karstsenkungen ist nach Kraus Einsturz in Folge von Unterschwemmung; der Unterschied zwischen Doline und Kesselthal besteht nur in der Ausdehnung der verschiedenen Senkungsfelder.[3] Als Vorbedingung für die Dolinenbildung werden Höhlen angesehen. Breche nun die Decke einer Höhle vollends ein, so entsteht an der Oberfläche eine Bodensenkung mit Steilrändern. Je nach dem Verhältnisse der Deckenmasse zur Größe des Höhlenraumes müssten diese Einbrüche entweder offene Naturschachte werden, oder wenn die Menge des Bruchmaterials größer ist als der Raum, in den sie hinabstürzt, so muss nicht nur der Höhlengang, sondern auch ein Theil des Naturschachtes ausgefüllt werden, und die neugebildete Doline hat dann weder eine Verbindung mit der Höhle noch eine besondere Tiefe. Die oberirdische Erosion bildet keine Dolinen,

---

[1] Diener, »Libanon« p. 220 u. w. [2] Kraus, Verhandlungen d. geol. R.-A. 1887 p. 55. [3] Kraus, »Die Entwässerungsarbeiten in den Kesselthälern von Krain«, Sep.-Abdruck aus der Wochenschr. d. österr. Ingenieur- und Architekten-Vereins 1888 Nr. 13.

sie hat aber einen Einfluss auf die Umwandlung der Steilränder in Böschungen und auf die Erweiterung der Schlote.[1]

Zu ganz abweichenden Ansichten gelangte Martel[2] durch seine Untersuchungen in den Causses der Cevennen. Die kleinen Dolinen stehen nicht in Verbindung mit den Höhlen. Von den ungefähr 40 untersuchten Avens und Abimes (Light holes) führen nur sieben zu weitverzweigten Höhlengängen und unterirdischen Flussläufen und von diesen ist bloß ein einziger, der Abime von Padirac, höchst wahrscheinlich durch Einsturz entstanden. »En réalité les avens sont surtout des fractures préexistantes du sol que les eaux sauvages superficielles ont élargie par voie d' érosion.«[3]

Stehen also die in Krain und in den Causses gewonnenen Ansichten einander entgegen, so gilt gleiches nicht von den Beobachtungen; nur die Schlüsse, welche aus denselben gezogen wurden, sind verschieden. Nach der Darstellung von Kraus musste jede Doline entweder direct zu einer Höhle führen oder erst durch die Spalten und Canale in der durch Deckenbrüche entstandenen Trümmerhalde.[4] Nur eine geringe Zahl von engen Schloten, wie die Trebičgrotte machen davon eine Ausnahme. Diese Ansicht führt sich im wesentlichen darauf zurück, dass sich die Untersuchungen, welche zum Zwecke der Entwasserung der Kesselthaler von Krain durchgeführt wurden, wie es ja in der Art ihrer Aufgabe lag, nur auf Dolinen vom Typus der Trebičgrotte, der Avens und Light Holes erstreckten. Die zahlreichen kleinen, echten Dolinen wurden dabei nicht in Betracht gezogen; trotzdem schloss man, dass alle Dolinen (mit Ausnahme vom Trebičtypus) durch Einsturz entstanden sind. Aber auch dafür wird nicht der Beweis erbracht, warum diejenigen Dolinen, welche zu den Höhlen führen, ihre Entstehung einem Einsturze verdanken müssen. Das wäre umsomehr zu wünschen gewesen, als Martel bei eingehender Prüfung der zu Höhlen führenden Dolinen zu dem Ergebnisse gelangte, dass die überwiegende Mehrzahl derselben unmöglich durch Einsturz entstanden sein könne.

Es ist eine merkwürdige Thatsache, dass die Mehrzahl der englischen und amerikanischen Beobachter des Karstphänomens zu Ansichten gelangten, welche von der allgemein herrschenden Einsturztheorie abweichen und im wesentlichen mit der allerdings erst später veröffentlichten Annahme von v. Mojsisovics übereinstimmen. Cox constatiert, dass die Dolinen (sink holes) in Indiana mit kleinen Spalten endigen

[1] Kraus, »Über Dolinen«, Verh. d. geol. R.-A. 1887 p. 58, siehe auch die oft citierten Arbeiten von Putick. [2] Martel, »Les Cévennes« p. 362 u. w. [3] Martel, »Sous terre« Revue de géographie. Décembre 1889 p. 426. Martel et Launay, Bull. de la Soc. géol. de France XIX 1891 p. 140. [4] Die Arbeiten in Krain haben übrigens nicht den Nachweis geliefert, dass auch die untersuchten Dolinen nur auf jene zwei von Kraus angedeutete Arten mit Höhlen in Verbindung stehen. Eine etwas dunkle Stelle eines Mitarbeiters an den Untersuchungen scheint dies zu zeigen. Hrasky hat zahlreiche tiefe steilwandige Dolinen untersucht ohne zu den Höhlen zu gelangen. (Hrasky, Entwässerungsarbeiten im Ratschnathale. Mittheilungen der Section f. Naturkunde 1889 p. 26. Er hat 30 Schachte untersucht. »Das wurde jedoch außer Zweifel gestellt, dass alle diese Schachte, ob sie nun mit Dolinen im Zusammenhange standen oder nicht, immer als ein Resultat der localen Quellenerosion ohne directen Zusammenhang mit einer wasserführenden Grotte zu erachten sind.«) Auch Putick hat constatiert, dass Dolinen oft mit engen Spalten im festen Gestein endigen. (Die unterirdischen Flussläufe von Innerkrain. Das Flussgebiet der Laibach. Mitth. der k. k. geogr. Gesellsch. 1890. p. 483.)

und erklärt die Bildung derselben durch die Erosion des atmosphärischen Wassers.[1]) Auch Woods, welcher sich eingehend mit dem Karstphänomen in Süd-Australien befasst hat, führt selbst die native wells (unsere Light Holes) auf »simple erosion« zurück, durch welche auch die Verbindung mit Höhlen hergestellt werde.[2] Ebenso erklärt Sawkins die in großer Häufigkeit auftretenden Dolinen auf Jamaika durch Auflösung des Kalksteines und Erosion längs Fugen und Spalten in demselben.[3] Dies ist auch die Meinung von Middlemiss über die Dolinen von Nami Tal.[4] — Die Beobachter, welche sich mit dem Studium sowohl der geologischen Orgeln als auch der Dolinen befasst haben, sind beinahe übereinstimmend der Ansicht, dass beide Phänomene durch Auflösung des Kalksteines und subaerische Erosion entstehen. Prestwich, welcher die sand and gravel pipes und swallow-holes der Umgebung von London und Canterbury untersuchte, erklärt die letzteren folgenderweise.[5] Das atmosphärische Wasser oder dasjenige der Bäche hat die Tendenz, zum Grundwasser oder zu den tiefsten Thälern zu gelangen. Es wird Fugen und Spalten aufsuchen und durch dieselben versickern oder abfließen; infolge der Auflösung des Kalkes durch Kohlensäure enthaltendes Wasser bilden sich an jenen Punkten die swallow-holes. Die sand and gravel pipes in der Kreide von London sind nach der Ablagerung der tertiären Sande und Thone und zwar hauptsächlich durch die chemische Erosion des Wassers entstanden, die tertiären Sande haben sich langsam in die entstehenden pipes eingesenkt.

Van den Broeck, welcher sich mit dem Studium der phénomènes d'altération eingehend befasst hat, führt Dolinen (entonnoirs) und geologische Orgeln auf dieselbe Ursache, chemische Errosion, zurück.[6]

2. Thatsachen zur Würdigung der Einsturztheorie. Wir fassen die Ergebnisse unserer früheren Erörterungen in folgendem zusammen.

a) Die Einstürze, welche in der Literatur als Beweise für die Theorie vorgebracht wurden, beziehen sich entweder sicher auf die Schwemmlanddolinen oder sind so ungenügend beschrieben worden, dass sie sich jeder Beurtheilung entziehen. Es liegt bis jetzt kein einziger sicherer Bericht über einen Fall vor, in welchem eine Felsdoline durch Einsturz entstanden ist.

b) Die überwiegende Mehrzahl der Dolinen, nämlich typische, schüssel- und trichterförmige stehen nicht mit den Höhlen in Verbindung. Bei der Erklärung dieser Dolinen ist die Einsturztheorie von vornherein ausgeschlossen.

c) Wenn auch die Dolinen zu den Höhlen führen, wie die Light Holes, die Dolinen vom Trebičtypus und die Mehrzahl der Avens, so sind sie doch nicht ohne weiteres als durch Einsturz entstanden zu erklären. Für die Dolinen vom Trebičtypus ist die Erklärung durch Einsturz unmöglich. Von den durch Martel untersuchten Avens ist nach seiner Meinung keiner durch Einsturz entstanden. Jene Avens, welche aus einer Doline und einer Höhle bestehen, wie die Mehrzahl derselben in Krain und im Triestiner Karste, zeigen an der Verbindungsstelle in der Regel eine so kleine Öffnung, dass

[1] Cox, Fifth Ann. Rep. of the geol. Survey of Indiana 1874 p. 261. — [2]) Woods, geol. Observations in South Australia p. 64. — [3] Sawkins, geology of Jamaica p. 137. — [4] Geological Sketch of Naini Tal. Rec. Geolog. Survey. India 1890 p. 214. — [5] J. Prestwich, On some Swallow Holes on the Chalk Hills near Canterbury. The Quaterly Journal 1854 p. 222. On the Origin of the Sand and gravel Pipes of the London Tertiary District. Ebenda 1854 p. 241. — [6] Van den Broeck, Les phénomènes d'altération p. 128.

dieselbe meist erweitert werden musste, um weiter vordringen zu können. Es ist nicht möglich, dass eine 50 *m* Durchmesser messende Doline, welche oft durch eine nicht einmal 1 *m* breite Öffnung mit der Höhle verbunden ist, durch Einsturz entstanden ist. Es bleibt nur die geringe Zahl von Light Holes, welche den Eindruck machen, als ob sie durch Einsturz gebildet seien.

d Man ist nicht berechtigt, aus dem Vorhandensein von Schuttkegeln und Trümmerhalden in den Höhlen den Schluss zu ziehen, dass über denselben Dolinen liegen. Solche Gebilde in den Höhlen können infolge verschiedener Ursachen entstanden sein, und wenn auch über ihnen, wie nur in zwei Fällen constatiert ist, eine Doline auftritt, so ist dieselbe doch nicht ohne weiteres als durch Einsturz entstanden zu erklären, da man sich auch denken kann, dass jenes Schutt- und Trümmerwerk durch Zusammenschwemmung am Boden der zur Höhle führenden Doline entstand.

Keiner der auf Beobachtung beruhenden Beweise, durch welche die Einsturztheorie unterstützt wurde, ist stichhaltig. Nur dadurch, dass man viele Erscheinungen an den Dolinen im Sinne dieser Theorie gedeutet hat, konnte man zu dem unrichtigen Resultate gelangen und überall die Einstürze als die Ursachen der Dolinenbildung betrachten. Diese absolute Anschauung passt zweifellos für die überwiegende Mehrzahl der Dolinen nicht, trotzdem dass niemand bestreiten kann, dass in einem von Höhlen unterminierten Karstgebiete einzelne Dolinen auch durch Einstürze entstehen können. Solche Fälle aber sind selten, in vielen Karstgebieten äußerst selten.

Neben den directen Beweisen für die Einsturztheorie theilt Tietze eine allgemeine Erwägung zu deren Gunsten mit. Er sagt[1]: »Wo sich solche Hohlräume bilden, wie sie thatsächlich im Karste nachgewiesen sind, müssen auch schließlich Einstürze entstehen. Wo aber sollten die Spuren dieser Einstürze an der Oberfläche anders zu suchen sein, als in den Karsttrichtern, oder aber welche andere Oberflächen-Erscheinungen entsprechen dann solchen Einstürzen?« Nach dieser Erwägung wachsen die Höhlen gleichsam nach oben, und eine dolinenreiche Gegend hat selbstverständlich auch eine höhlenreiche zur Voraussetzung. Was den Reichthum an Höhlen der Causses der Cevennen und noch einiger Karstgebiete betrifft, weisen wir auf unsere Darlegungen im Capitel über das Verhältnis der Dolinen und Höhlen hin. Der Höhlenreichthum der adriatischen Karstländer ist in der That ein sehr großer. Nach Schmidl[2] kommen in der Adelsberger Gegend 2 Quadratmeilen Höhlenflächen auf 6 Quadratmeilen Landoberfläche, sodass ein Drittel des Bodens unterhöhlt wäre und somit das Auftreten von 40 Dolinen auf 1 km^2, wie wir es oben feststellten, immerhin noch gegenüber dem angeblichen Höhlenreichthum der Adelsberger Gegend bescheiden zurücktreten würde, da die Dolinen nur ein Zwölftel der Landoberfläche einnehmen. Aber Schmidl's Angabe ist irrig: aus seinen Angaben ergibt sich nur ein Flächeninhalt der Höhlen von 0·002 Quadratmeilen auf sechs Quadratmeilen Landoberfläche, sodass also nur drei Zehntausendstel der Landoberfläche unterhöhlt erscheint. Es würden sohin nur drei Zehntausendstel der Landoberfläche durch Einsturz aller Höhlen in Dolinen verwandelt werden können, während wir etwa ein Zwölftel des Landes, also 270mal mehr, von Dolinen eingenommen sehen. Die schon oben einmal erwähnte

[1] Tietze, Jrb. d. geol. R.-A. XXX. 1880 p. 743. [2] Schmidl, Grotten und Höhlen, p. 203.

relative Höhlenarmut widerspricht auf das Entschiedenste der Erwagung Tietzes, und wir glauben dieselbe durch eine andere, weit plausiblere ersetzen zu können.

Durch die Wirkung des Sickerwassers werden bekanntlich im Karste oft in geringen Tiefen weitverzweigte Höhlungen gebildet; diese durch geologische Zeiten thätige Wirkung beginnt direct auf der Landoberfläche und muss also auch hier, wo die Oberflächenwasser versiegen, Formen erzeugen. Da erscheint es nun natürlich, dass am Orte des Versiegens bestimmte Oberflächenformen entstehen und als solche trifft man die Dolinen an, welche gleichsam die Eingange für das System der unterirdischen Entwässerung darstellen, nämlich die in Fugen auslaufenden Trichter, durch welche sich die Oberflächenwasser in die Tiefe ergießen. Nur wenige jener Fugen erweitern sich durch die Thätigkeit der unterirdischen Gewässer wirklich zu Höhlen. Der Höhlenreichthum dieser Gegend muss daher kleiner sein, als der Dolinenreichthum, was Thatsachen, nicht aber der Voraussetzung Tietzes entspricht.

3. Bildung der echten Dolinen. Durch verschiedene Vorgänge, insbesondere durch Abwechselung von Erwarmung und Abkühlung und durch chemische Verwitterung bilden sich im Kalksteine verticale und horizontale Fugen und Klüfte, in welche das Wasser einsickert und welche es, da es direct oder indirect durch seinen Kohlensäuregehalt den Kalk lösen kann, zu Röhren erweitert. Diese in die Tiefe führenden Röhren schlucken das auf die Oberfläche des Kalkes fallende und auf derselben fließende Wasser auf und werden sohin Endpunkte von dessen oberflächlicher, abspülender und erodierender Thätigkeit, sodass alle diese Vorgänge hier aufhören. Während in anderen impermeablen Gebieten durch Abspülung und Erosion eine Abdachung bis zum Meere hin geschaffen wird, endet hier die Abdachung an der entstandenen Schlundfuge. Der Eingang der letzteren wird durch die verschiedenartige Thatigkeit des oberflächlichen Wassers erweitert und trichterförmig ausgestaltet. Das ist die normale Doline. Je reicher nun die Gegend an Verwitterungslehm ist, desto mehr wird der entstandene Trichter ausgefüllt, ja er verschwindet und dann liegt geologische Orgel vor. Das ist nicht die einzige Möglichkeit der Dolinenbildung. Das Wasser vermag den Kalk auch unter einer Bedeckung mit fremdem Material anzugreifen und es kann rings um den Eingang einer Schlundröhre der Kalk gelöst werden; dann sinkt das Hangende nach und so entstehen die geologischen Orgeln mit fremder Ausfüllung, oder, wenn das nachsinkende Material weniger voluminös ist als das gelöste

a) Dolinen mit fremder Ausfüllung. Beide Möglichkeiten dürften sich auch vielfach combinieren, indem eine Doline erst durch oberflächliche Thätigkeit des Wassers angelegt und dann durch Lösung unter der hineingespülten Lehmdecke weiter wächst.

Unsere Beobachtungen an den angeschnittenen Dolinen bei Unterloitsch zeigen, dass die Bildung einer Doline längs Spalten vor sich geht. Die Gehänge dieser Dolinen sind durch eine Verwitterungszone charakterisiert und am Untergrunde der Dolinen erscheint ein Keil von verwittertem Kalkstein; beide Erscheinungen weisen auf die Erweiterung und Vertiefung der Doline, welche durch Auflösung des Kalksteines erfolgt. Nur in diesem Sinne müssen auch jene Beobachtungen gedeutet werden, welche Diener von unterfahrenen Dolinen in Bergwerken mittheilt.

Dieselben Erscheinungen sind auch an den Dolinen und geologischen Orgeln der nördlichen Kalkgebiete beobachtet. Alle Angaben von Lyell über die brunnen- und trichterförmigen geologischen Orgeln von Norwich stimmen mit diesen in Krain und Istrien gemachten vollständig überein (S. 42). Jene Zersetzungszone wurde unten und auf den Gehängen der Dolinen constatiert. Die Kreide selbst ist von den geologischen Orgeln an auf eine Strecke von mehreren Decimeter oft bis anderthalb Meter weich, feucht und von etwas feinem Sande und Thon gefärbt. — Aus den Mittheilungen van den Broecks, der reiche Erfahrungen über Dolinen und geologische Orgeln der nördlichen Kalkgebiete besitzt, entnehmen wir, dass ihre Ausfüllungsproducte weder Kalk noch durch solchen imprägnierte Fossilien enthalten. In der Nähe derselben ist das Gestein »tendre, friable et poreuse; les parois et le fond des puits sont visiblement corrodés, et apparaissent souvent comme désagregés et decomposés.« [1])

Die verschiedenen Dolinenformen sind wahrscheinlich durch das verschiedene Umsichgreifen der Zersetzung bedingt. Die kreisrunden Dolinenformen entstehen in jenem Falle, wenn die Zersetzung längs einer oder mehrerer dicht nebeneinander liegenden Absorptionsspalten vor sich geht. Die Auflösung des Kalksteines schreitet dann vom Centrum zur Peripherie; in der Nähe der Angriffspunkte tritt die größte Volumverminderung ein. Die ovalen Dolinen entstehen dadurch, dass die Auflösung des Kalksteines längs einer Spalte oder von zwei in gewissem Abstande neben einanderliegenden Fugen um sich greift.

In der Schreibkreide und in thonigen Kalksteinen findet keine so starke Auflösung statt, wie in reinen Kalksteinen. Die geologischen Orgeln, welche dort an Stelle der Dolinen auftreten, sind kleinere Gebilde. Bei der Zersetzung der Kreide bleiben unlösbare Lehme und Feuersteine zurück, wodurch die geologischen Orgeln ausgefüllt werden, und weitere Auflösung erschwert wird. Begreiflicherweise ist dieselbe noch mehr durch das fremde hangende Material vermindert. — In den spröden, reinen Kalksteinen finden sich zahlreiche Angriffspunkte, nämlich verschiedenartige Fugen und Klüfte, es findet längs derselben eine starke verticale Erosion oder eine intensive Auflösung des Kalksteines statt und bleiben dabei unbedeutende Lösungsrückstände, durch welche die Erweiterung und Vertiefung der entstandenen Doline nicht wesentlich beschränkt wird. In solchen Kalksteinen werden oft die Absorptionsspalten und schmale Röhren zu Ponoren erweitert, durch welche die Zersetzungsproducte ihren Weg in die Tiefe finden, eine Erscheinung, welche in den geologischen Orgeln nicht beobachtet wurde. Von der Beschaffenheit des Kalksteines ist also die Häufigkeit und die Ausbildung der Dolinen im größten Maße abhängig. Wahrscheinlich bieten hiezu stark dislocierte Gebiete zahlreichere Angriffspunkte für vertikale Erosion, große Diaklasen oder Brüche ermöglichen die Bildung von verschiedenartigen langen Dolinen.

Die Dolinen treten in größter Häufigkeit vorzüglich auf ebenen oder wenig geneigten Flächen der Karstgelände auf. Steile Böschungen, welche sich der Karrenentwickelung so günstig erweisen, sind selten von Dolinen besetzt. Dieselben sind in ihrer typischen Ausbildung und größter Zahl auf Plateaus beschränkt, wo das atmosphärische Wasser nicht abfließen kann, sondern in die Fugen des Kalksteines versickern muss, wodurch die vertikale Erosion begünstigt wird. Auf steilen

[1]) Van den Broeck. »Les phénomènes d'altérations p. 129.«

Böschungen, wenn dieselben nicht zu stark zerklüftet sind, fließt das Wasser oberflächlich ab und erzeugt durch seine subaerische Erosion Karren.

Die Dolinen sind insbesondere in jenen Karstgebieten häufig, wo die Niederschläge auf eine Jahreszeit beschränkt sind. Wenn dieselben gleichmäßig auf die Jahreszeiten vertheilt werden, ist der Boden fortwährend nass und mit Wasser getränkt, es bildet sich in solchen Karstgebieten eine mächtige Verwitterungskruste, welche einer intensiven Entwickelung des Dolinenphänomens hinderlich ist, wie im mährischen oder russischen Karstgebiete. Der adriatische Karst ist durch Herbst-, vorzugsweise Octoberregen charakterisiert, auf den Jonischen Inseln und in Griechenland treten Winterregen auf. Die Verwitterungskruste fehlt hier oder ist nur stellenweise und immer in geringer Mächtigkeit vorhanden, sodass die Entfaltung des Dolinenphänomens durch dieselbe nicht gehindert wird. Für die Dolinenbildung sind auch große Wassermassen von Wichtigkeit, welche in relativ kurzer Zeit in die Spalten versickern und eine intensive und tiefgehende Zersetzung des Kalksteines bewirken.

Die Entfaltung des Dolinenphänomens hängt somit einerseits von den petrographischen und tektonischen Eigenschaften der Karstgebiete und deren Oberflächengestaltung, andererseits von der Menge und Vertheilung der Niederschläge ab. Wenn zwei petrographisch und tektonisch identische Karstgebiete in die Zone der periodischen Regen fallen (das adriatische und griechische Karstgebiet), so ist die Intensität des Dolinenphänomens durch die größere oder kleinere Niederschlagsmenge bedingt.

b) S c h n e e d o l i n e n. Im Hochgebirgskarste der adriatischen Küste sowie auf den Karstplateaus der nördlichen und südlichen Kalkalpen kommen zahlreiche Dolinen vor, welche fast das ganze Jahr hindurch Schnee enthalten. Sie sind Stellen starker Schneeaccumulation. Solche Dolinen sind durch scharfe Firste von einander getrennt, welche oft glatte, durch das schmelzende Wasser erodierte, in der Regel aber durch Karren zerfressene Gehänge zeigen. Alles das weist darauf hin, dass in solchen Dolinen die subaerische, chemische Erosion zweifellos eine größere Bedeutung erlangt, als in den übrigen. Der während der kälteren Zeit angesammelte Schnee schmilzt in einem kurzen Zeitintervalle. Die Auflösung und die vertikale Erosion sind in solchen Dolinen daher intensiv. Es genügen unbedeutende Depressionen im Hochgebirgskarste, um durch die Schneeaccumulation den Anstoß zur Dolinenbildung zu geben. Auch sonst begünstigt die Schneeanhäufung in den Dolinen deren Weiterentwickelung; lange noch, nachdem der Schnee vom Lande hinweggegangen ist, erhält er sich in ihnen als eine stete Quelle des Sickerwassers.

c) D o l i n e n a n d e r G r e n z e d e s K a l k s t e i n e s u n d i m p e r m e a b l e r G e s t e i n e. Im Capitel über die Böschung wurden jene Dolinen erwähnt, welche sich an der Grenze des Kalksteines und eines quarzreichen Sandsteines im Kučaj-Gebirge Ost-Serbiens befinden. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist auf einer Länge von ca. 1 *km* durch viele größere und kleinere trichterförmige Dolinen ausgezeichnet. Ihre südlichen, aus Kalkstein zusammengesetzten Böschungen sind steil und unter denselben liegen Ponore. Die sanften, nördlichen aus Sandstein und Schiefern zusammengesetzten Gehänge sind oft quellreich. Das Wasser fließt über dieselben, erzeugt durch Denudation sanfte Böschungen und verschwindet unter der Steilwand in den Sauglöchern.

Die Form dieser Dolinen ist ein Product der subaerischen Erosion des atmosphärischen Wassers, welche die nördlichen, aus impermeablen Gesteinen zusammengesetzten Böschungen abspült und im Kalksteine durch Auflösung desselben schmale Absorptionsspalten schafft.

d) Nachsinken durch Deckeneinbrüche verursacht. Mit der Aufstellung dieses genetischen Dolinentypus treten wir in den Bereich der Möglichkeiten ein, welche nicht immer durch stricte Beobachtungen unterstützt sein können. — Schneller als durch oberflächliche chemische Erosion bilden sich Dolinen in jenem Falle, wenn die Höhlendecke einstürzt. Solche Einbrüche kommen, wenn auch selten vor, und zwar meist in wasserführenden Höhlen. Durch sie entstehen entweder offene Schächte (Light holes) oder kleine, schüssel-, trichter- und brunnenförmige Dolinen. Der durch einen solchen Deckeneinbruch entstandene Gesteinsschutt nimmt wegen seines lockeren Gefüges mehr Raum ein, als das ursprüngliche, feste Deckenmaterial. In einer gewissen Höhe muss der Fall eintreten, dass infolge der Volumenvergrößerung der ganze leere Raum derart angefüllt wird, dass ein weiteres Brechen nicht mehr möglich ist, und somit die Tagesoberfläche unbeirrt bleibt. Das Volumen des ursprünglichen Deckenmaterials steht nach Jičinsky zu jenem des Bruchgesteines im Verhältnisse 1 : 1,01. Später tritt das Ineinanderschieben des Ausfüllungsmaterials infolge der darauf drückenden Gesteinsmassen ein. Die Decke wird allmählich nachsinken und es bildet sich dadurch an der Oberfläche eine schüssel- oder trichterförmige Depression. Diese Beobachtungen wurden beim Abbau der Kohlenflötze gemacht [1]. Dolinen, welche der äußeren Form nach mit den echten Dolinen identisch sind, können also auch hie und da durch Einsturz entstanden sein. Diese Fälle dürften aber selten sein. Mir ist nur ein einziges Beispiel bekannt, wo eine brunnenförmige Doline ihre Entstehung einem Einsturz verdankt. Im Kučaj-Gebirge Ost-Serbiens fand ich unweit der Stelle, wo ein aus dem Schiefergebiet kommender Bach am Fuße einer ca. 8 *m* hohen Kalkwand verschwindet, über seinem unterirdischen Laufe einen Schlot, der sich im Laufe von drei Jahren erweiterte und vertiefte. Wir haben es hier wahrscheinlich mit einem Deckeneinbruche zu thun, dessen Vertiefung infolge des Wegschaffens des eingesunkenen Materials durch den unterirdischen Bach ermöglicht wird. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sich diese Doline im Laufe der Zeit, wenn das ganze oder doch das meiste Schuttmaterial weggeschafft ist, in ein Light hole verwandelt.

4. Die Bildung der Avens, Light holes und Dolinen vom Trebičtypus. Wir fassen die hierauf bezüglichen bereits erörterten Thatsachen in folgendem zusammen:

a) Die Mehrzahl der Avens sind Dolinen, welche mit kleinen, blindendenden, nahe der Oberfläche gelegenen Höhlen in Verbindung gebracht worden sind. Wenn kleine, trichterförmige Dolinen, welche durch verticale subaerische Erosion entstanden sind, bei ihrem Wachsthum nach unten auf eine Höhle treffen, so wird die Vertiefung schneller vor sich gehen: die Absorptionsspalte wird zu einem Kanal erweitert und die unlösbaren Zersetzungsproducte des Kalksteines bleiben nicht am Boden der Doline sondern werden in die Höhle hineingespült. Infolge dessen ist die Verbindung zwischen Doline und Höhle meist ganz schmal und die Schuttkegel bestehen

[1] Jičinsky, »Über Senkungen und Brüche der Tagesoberfläche infolge des Abbaues von Kohlenflötzen« Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen 1876, p. 456.

aus eingeschwemmtem Material. Durch den Abbröckelungsprocess wird die Verbindung mit der Zeit erweitert werden, die Schuttkegel enthalten dann auch von den Wänden abgelöste Felsen.

Ein Aven, die Jama na Prevali bei St. Kanzian, erscheint an der Oberfläche als kleines Loch, welches zur Höhle führt. Dieser einzige mir bekannte Fall könnte vielleicht auf folgende Weise erklärt werden. An irgend einer wenig widerstandsfähigen Stelle der Decke gieng eine rasche Abbröckelung vor sich, unterstützt durch die chemische und mechanische Wirkung eindringenden Sickerwassers. Der so entstandene Hohlraum musste die Gestalt eines Kegels annehmen, dessen Spitze, nach oben gewendet, endlich die Erdoberfläche erreichte und dort als schmales Loch erschien.

Theoretisch ist also die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, dass einzelne Avens auch durch Einstürze entstanden sind.

Jene von Martel untersuchten Avens in den Causses, welche in der Regel eine verwickelte aus Engen und Erweiterungen zusammengesetzte Form zeigen, lassen die große Bedeutung der Gesteinsfugen bei ihrer Bildung erkennen. Einige derselben zeigen Corrosionserscheinungen wie die Riesentöpfe. De Launay und Martel erklären solche Avens durch die Auflösung des Kalksteines längs Diaklasen und durch die Corrosion, welche die von Tagesgewässern mitgeführten Gesteine auf die Wände eines in Bildung begriffenen Aven ausüben.[1]

Diese Beobachtungen von Martel dürften den Schlüssel für die genetische Auffassung der meisten Avens liefern, namentlich wenn man erwägt, an wie vielen Stellen fließendes Wasser in die Tiefe stürzt. An solchen Orten, an Ponoren des Karstes, muss selbstverständlich eine verticale mechanische Erosion stattfinden, welche die schmalen vom Sickerwasser erweiterten Fugen zu förmlichen Röhren und Schloten ausspült. Wir werden sehen, wie sich die Schlundlöcher längs an demselben Flusse verschieben, wie einer die Function des anderen übernimmt, so dass der letztere in seiner hydrographischen Bedeutung erlischt und nunmehr als ein Schlot erscheint.

Es besteht sohin zwischen den gewöhnlichen Dolinen und vielen Avens folgende Analogie. Die ersteren werden durch das aufgeschluckte, abrieselnde Wasser, letztere durch ordentliche Bäche und Flüsse ausgebildet, bei ersteren kommt die chemische, bei den letzteren die mechanische, vertical in die Tiefe wirkende Erosion in Betracht. Jeder solcher Aven setzt die Thätigkeit der Sickerwasser bereits voraus. Dolinen können daher auch in dieser Weise in Avens verwandelt werden, umgekehrt können vom Wasser verlassene Avens durch Abbröckelung in Dolinen verwandelt werden.

b) In den Dolinen vom Trebićtypus haben wir ein System von verticalen Diaklasen, welche sich von der Oberfläche bis zum Grundwasser oder bis zu den wasserführenden Canälen fortsetzen. Als ihr Abschluss an der Landoberfläche erscheinen kleinere oder größere Dolinen. Durch die chemische und mechanische Wirkung des Sicker-

[1] De Launay et Martel: Note sur quelques questions relatives à la géol. des grottes et des eaux souterraines. Bull. de la Soc. géol. de France 1891, p. 142.

wassers sind Diaklasen zu schmalen Canälen erweitert und durch einfache subaerische Erosion entstand die Doline an der Oberfläche. In vielen Fällen, wie z. B. in der Padirègrotte erscheint die kleine Doline (2—3 *m* Durchmesser) nur als eine oberflächliche Erweiterung der Spalte, verursacht durch die subaerische Erosion des Sickerwassers.

Die Abbröckelungs- und Ablösungsprocesse wurden in diesen Dolinen oft beobachtet. Sie sind entweder durch das Sickerwasser oder durch die hydrostatische Pression der aufsteigenden Wassermassen verursacht. Im Centrum des Plateau, wo das Grundwasser oder die einzelnen wasserführenden Canäle näher der Oberfläche liegen und die Dolinen vom Trebičtypus keine großen Tiefen zeigen, können dieselben leichter durch Abbröckelungsprocesse in Light holes verwandelt werden

c) Die Light holes können also aus den Dolinen vom Trebičtypus durch die Erweiterung der Spalten und Canäle entstehen Die größte Zahl derselben aber ist höchst wahrscheinlich durch Einsturz entstanden. Der Abîme von Padirac zeigt einen Eingang, welcher im Verhältnisse zum Boden klein ist; die Schichten sind gestört. Am Boden befindet sich eine mächtige Trümmerhalde, welche vom Einsturze herrührt. Die Light hole von Gilbert soll auch, nach der Untersuchung von Gaupillat, durch Einsturz entstanden sein.[1]

Durch Deckeneinbrüche entstehen die Light holes dann, wenn die unter denselben liegenden Höhlen von einem Fluss durchflossen sind, welcher das Trümmermaterial fortbringt, so dass sich der Einsturz gleich bis an die Oberfläche fortpflanzen kann, es ist also nicht zufällig, dass die Dolinen dieser Art meist als Fenster der unterirdischen Flussläufe erscheinen. Ein Light hole wird sich durch Einsturz der Höhlendecke auch in jenem Falle bilden, wenn der darunter liegende trockene Höhlenraum große Dimensionen besitzt. Derselbe kann dann nicht vom eingestürzten Material ausgefüllt werden und so entsteht eine offene Verbindung zwischen Doline und Höhle.

Wir fassen nunmehr die Ergebnisse unserer Betrachtungen in tabellarischer Form zusammen und unterscheiden folgende

Morphologische und genetische Dolinentypen:

I. Kleine typische Dolinen, welche mit Spalten endigen.

Morpholog. Typen	Genetische Typen
1 Schüsselförmige. D > 3 h: Böschung 10—80°; die meist verbreiteten.	1. Die überwiegende Mehrzahl der kleinen Dolinen, durch oberflächliche Erosion an der Mündung von Fugen und Spalten entstanden.
2. Trichterförmige. D ≷ 2 h; Böschung bis 45°. Die Häufigkeit derselben steht im Verhältnisse zu der schüsselförmigen wie 1 : 7.	2. Durch Nachsinken der Höhlendecke entstandene Dolinen Die morphologischen und genetischen Typen decken sich nicht, die brunnenförmigen Dolinen gehören, ihrer Entstehung nach, in die folgende Gruppe.
3 Brunnenförmige D < h: äußerst selten; a) senkrechte, b) geneigte.	

[1] De Launay et Martel, Op. cit., p 144.

II. **Schlote** oder Dolinen, welche mit Höhlen in Verbindung stehen.

Morpholog. Typen	Genetische Typen
1. Avens: a) Zu blind endenden Höhlen führende Dolinen; b) Igues in den Causses.	1. Kleine, typische Dolinen werden durch Vertiefung mit blind endenden, nahe der Oberfläche liegenden Höhlen in Verbindung gebracht. 2. Verlassene Ponore. 3. Einsturzavens. 4. Durch Abbröckelungsprocess, welcher aus der Höhle nach oben fortschreitet, erscheint ein Aven an der Oberfläche.
2. Light holes.	1. Vollständige Deckeneinbrüche. 2. Aus den Schloten vom Typus der Trebiciégrotte durch Abbröckelung hervorgegangene Light holes.
3. Dolinen vom Typus der Trebiciégrotte.	Durch verticale Erosion längs Spalten gebildete Schlote.

III. Karstflüsse.

Der atmosphärische Niederschlag, sobald er nicht sofort vom Boden aufgeschluckt wird, fließt in kleinen Rinnsalen ab, welche gewöhnlich ihr Wasser an Spalten und Schlundlöcher abgeben, welche sich allenthalben auch in Flussbetten finden; dieselben führen dieses Wasser in die Tiefe, wo es sich in Adern und in einer grösseren Tiefe zu unterirdischen Flussläufen sammelt. Trockenheit auf der Oberfläche, Reichthum an Wasser im Innern der Gebirge sind die hydrographischen Eigenthümlichkeiten des Karstes. Das Grundwasser besteht demnach im Karste aus einzelnen Wasseradern, welche aus Spalten und Höhlen an den Gehängen der tief in das Karstgebiet eingeschnittenen Thäler oder in [illegible] am Rande desselben als mächtige Quellen erscheinen, welche in Griechenland Kephalari, in Frankreich, nach einer typischen Quelle dieser Art, sources vauclusiennes genannt werden.[1] Hiernach ergibt sich folgende Eintheilung der Karstflüsse:

1. Schwache Flüsschen und Bäche, welche sich auf der Oberfläche eines Karstgebietes oder einer Karstplatte finden. Sie sind meist **Schlundflüsse**, welche ihr Wasser nach einem kürzeren oder längeren Laufe an die Ponore abgeben. Dieser Wasserverlust erfolgt allmählich, u. zw. häufig dermaßen, dass sich der Fluss von einer bestimmten Stelle des Laufes an regelmäßig verkleinert und man sagen kann ums

[1] La Fontaine de Vaucluse ist eine sehr ergiebige Quelle unweit Avignon unter dem Mont Ventoux. Aus einer brunnenförmigen Vertiefung quillt im Mittel 13—20 m³ Wasser in einer Sekunde hervor. Während der Regenperiode [illegible] 120 m³ per Sekunde. Ihr Wasser bekommt die Fontaine de Vaucluse vom Mont Ventoux und seiner Umgebung, welche die echten Karstformen [illegible] Dolinen und Avens [illegible] Von dieser Quelle wird ein Karstfluss [illegible] Charles Lenthéric, «Le Rhône [illegible]» I. Paris [illegible]. Die adriatische Küste zeigt zwei ausgezeichnete Beispiele dieser Art: die Quellen des Timavo bei Duino und der Ombla bei Ragusa.

wasserärmer je näher der Mündung.[1] Das Karstplateau, welches den quarnerischen Golf im Norden umgrenzt, besitzt, mit Ausnahme der Fiumera (Rječina), bei Fiume, nur solche temporäre Bäche und Flüsschen. Die ganze Niederschlagsmenge, welche auf das Plateau und die Abhänge jener Karstgebirge fällt, wird von vielen großen und kleinen Dolinen und von Ponoren aufgeschluckt und erscheint als Quellwasser im quarnerischen Golfe. Einige solche Schlundflüsse, welche nur während der Schneeschmelze Wasser enthalten, finden sich auf der Plateauoberfläche des Kučajgebirges in Ost-Serbien. Zu solchen gehören auch die Bila Voda und Slouper Bach im mährischen Devongebiete. Die Causses der Cevennen sind in dieser Hinsicht besonders lehrreich. Sie stellen dürre Karstplateaus dar, mit einer absoluten Höhe von 800—1000 *m*, deren Oberfläche durch kleine Dolinen (*cloups*) und Avens oder Igues ausgezeichnet ist; nur stellenweise treten kleine Schlundflüsse auf, welche sich in den Ponoren (gouffres) verlieren. Ihr Wasser fließt unterirdisch in schmalen Spalten und Fugen (wie im schon erwähnten Mas Raynal), selten in breiten Kanälen und tritt in Form von Quellen in den Flüssen: Tarn, Jonte, Dourbie und Vis, welche in tief eingeschnittenen Thälern zwischen einzelnen Causses fließen.[2])

Eine besondere Art dieser Oberflächenflüsse des Karstes sind die *Schlundflüsse der Poljen*, welche neben den erwähnten Charakteren auch die folgenden zeigen: Sie haben ein *geringes Gefälle*, durchziehen trägen Laufes die Poljen und geben ihr Wasser an die zahlreichen Seitenponore ab. *Die Verlegung des Flussbettes* ist eine allgemeine Erscheinung solcher Flüsse, deren Bett nur seicht in das lose Material eingeschnitten ist. Altwasser und verlassene Flussarme kommen daher oft in Poljen vor. Besonders vor dem unteren Thalschlusse tritt in Folge des schwachen Gefälles und der geringen Widerstandsfähigkeit der Ufer *eine Verästelung der Poljeflüsse in einzelne Arme* ein, *welche sich in Ponoren verlieren*. Der Mušicafluss, welchen ich im Monate April beim mittleren Wasserstande beobachtete, durchfließt in zahlreichen Windungen den nördlichen Theil des Gackopolje in der Hercegovina und gibt unterwegs sein Wasser an die kleineren Seitenponore bei den Orten Muhović, Bašići und Drugovići ab. Der Rest seines Wassers verliert sich im großen Ponore unter dem Berge Videš am südöstlichen Rande des Gackopoljes. Der linke Arm des Gackaflusses im Polje desselben Namens in Südwestkroatien zertheilt sich vor den Svičaer Seen in 10—12 Gerinne, an denen ebenso viele Wasserwerke, Mahlmühlen etc. stehen; das Wasser der einzelnen Gerinne verschwindet in den Ponoren. Auch der rechte Gackaarm verzweigt sich wiederholt in einzelne Arme.[3])

Die Oberflächen-Flüsse sind das Auffälligste unter den hydrographischen Verhältnissen eines Karstgebietes. Sie werden in Bosnien,

[1] Diese Erscheinung habe ich an allen Flüssen im Kučajgebirge Ostserbiens beobachtet. Auch die Tardoire in Frankreich, welche im Granitgebiete hervorquillt, verliert ihr Wasser nach dem Eintritte in die Kalkzone. Bis zum Eintritte in den Kalkstein war sie ihrem Reichthum an Wasser nach der Charente gleich. Von einer Spalte zur anderen wird sie immer schwächer, verwandelt sich in einen Bach, dann in eine ganz schmale Wasserader und bei Rochefoucauld bleibt nur das trockene felsige Bett, welches lediglich bei außerordentlich heftigem Regen vom Wasser durchflossen wird. Denselben Charakter zeigt der Bandiat, ein Zufluss der Tardoire. (Reclus »Nouvelle géogr. universelle« II. La France 1877 p. 497. [2]) Martel, »Les eaux souterraines des Causses.« Bull. Soc. géol. de France XVII 1889 p. 610. — Annuaire d. C. A. F. 1890, p. 129 und 1889 p. 112, 116. [3]) »Die Wassernoth im Karste der kroatischen Militärgrenze.« p. 18.

in der Hercegovina und in Serbien **ponornice** oder **ponikvice** (von Ponor—Schlundloch und Ponikva—Saugloch, also Schlundlöcher- und Sauglöcherflüsse), in Indiana und Kentucky in Nord-Amerika Lostriver, auf Jamaika Gully genannt.

2. **Wasserreiche, perennierende Flüsse**, welche in tief eingeschnittenen Thälern fließen, die häufig **Durchbruche** durch das ganze Karstgebiet darstellen und gewöhnlich durch den Kalkstein bis zu einer undurchlässigen Schicht oder bis an das Grundwasser eingesenkt sind. Dazu gesellen sich die **Randflüsse** eines Karstgebietes, welche in Sackthälern am Abfalle des letzten entspringen. Im Kučajgebirge Ostserbiens ist die Mehrzahl der wenig tief eingeschnittenen Thäler nur temporär vom Wasser durchflossen; diejenigen Flüsse jedoch, welche ihr Bett durch die permeablen Kaprotinenkalksteine hindurch bis zu den undurchlässigen Sandsteinen und Schiefern vertieft haben, führen das ganze Jahr Wasser. Der Arsafluss in Istrien hat sein Bett so weit vertieft, dass er vom Grundwasser genährt wird. Zahlreiche Quellen brechen aus dem Thalboden hervor und führen dem Flusslaufe Wasser zu. Zu den Randflüssen gehören z. B. die Laibach im Norden, der Timavo und die Ombla bei Ragusa im Süden des adriatischen Karstes.

Die überwiegende Zahl dieser Karstflüsse besitzt keine oberflächlichen Nebenflüsse, statt derselben treten starke Quellen **im Bette** selbst auf, durch welche die Flüsse vergrößert werden. Eine Folge der vorerwähnten Eigenschaft ist das Fehlen eines nach dem Karstflusse abgedachten Sammelgebietes. Die Flüsse eines undurchlässigen Terrain sind in ihrem oberen Laufe aus vielen Wasseradern zusammengesetzt, welche sich fächerförmig verzweigen; es ist oft schwer zu entscheiden welches derselben die Hauptflussader darstellt. Die Karstflüsse zeigen bis zur Quelle oft einfache Rinnen; sie brechen auf einmal mit bedeutendem Wasserreichthum hervor; oft befinden sich ihre Quellen an der Grenze des Kalksteines und der undurchlässigen Gesteine.

Auf einer geologischen Karte kommt diese Eigenschaft der Karstflüsse, im Gegensatze zu den normalen, deutlich zum Ausdruck. Das Foibathal besitzt in seinem oberen Theile ein weitverzweigtes Flussnetz, solange es sich im Flysch befindet; mit dem Eintritte in die Zone des Rudistenkalksteines wird dasselbe zu einer einfachen Rinne ohne Zufluss. Auch die anderen Karstflüsse auf der südistrischen Platte: die Arsa und die Vale di Bado sind ohne Nebenflüsse.

Bekanntlich erfolgt die Anschwellung der Flüsse in einem undurchlässigen Terrain rasch nach dem Regen oder der Schneeschmelze. Der ganze Niederschlag fließt oberflächlich ab und sammelt sich in Flussrinnen. Im Gegensatze dazu tritt die Inundation in einem Karstterrain **später** ein. Das atmosphärische Wasser hat einen viel längeren Weg zu machen; dasselbe wird zuerst von Dolinen und Spalten im Kalksteine aufgeschluckt und zum Grundwasser geführt; dieses tritt in den Quellen aus und inundiert das Thal. Die Anschwellung erfolgt also in den Karstgebieten **von unten** vermittelst der Quellen.

Während ein beträchtlicher Theil des Niederschlages auf undurchlässigem Boden wieder der Verdunstung anheimfällt, wird derselbe auf dem durchlässigen Boden fast ganz aufgeschluckt und in die tief eingeschnittenen Karstthäler oder den Randflüssen zugeführt. Diese trocknen deshalb auch in trockenen Jahren nicht aus, während dies häufig mit gleich großen Gerinnen der Nachbarschaft geschieht. Trockenheit auf den Höhen und Wasserreichthum in den tiefen Thälern sind

daher charakteristische Merkmale der Karstgebiete. So wird berichtet,[1] dass die tiefen Thäler und Randflüsse der Provinz Soria in Spanien auch dann Wasser führen, wenn die Nachbarflüsse ausgetrocknet sind.

Viele Karstflüsse sind durch Wasserfälle ausgezeichnet, welche mit den Karstphänomenen im Zusammenhange stehen.

1. Die sackförmigen Karstthäler besitzen oft kleine Quellcascaden, wenn die Höhle, aus welcher der Fluss hervorbricht, höher als der Thalboden liegt; das Wasser stürzt dann über Stufen zu demselben hinab. Die kleinen Cascaden der Ombla bei Ragusa gehören zu diesen Wasserfällen.

2. Durch Ponorcascaden sind insbesondere jene Karstflüsse charakterisiert, welche sich in steilwandige Felsponore stürzen. Durch rückschreitende Erosion vertieft sich das Flussbett in der Nähe des Ponors und erhält hier ein steiles, manchmal treppenförmiges Gefälle. Die Foiba in Istrien besitzt solche schwache Cascaden bei Pisino; typisch sind die Ponorcascaden der Zeta im Nikšićko Polje in Montenegro ausgebildet. Ein Schlundfluss gen. die Salgues, auf dem Causse Gramat in den Cevennen zeigt eine 20 m hohe Cascade, bevor sie sich in Ponor Reveillon ergiesst.[2]

3. Die Travertincascaden, welche mitten im Flussbette auftreten, unterscheiden sich von den vorerwähnten durch ihre größere Höhe, überdies sind dieselben im fortwährenden Wachsthum begriffen. Die Karstflüsse enthalten oft große Mengen aufgelösten Kalkbicarbonates; ein kleiner Vorsprung oder ein Querriegel oder irgend welches kleines Hindernis im Flusse bringt das Wasser mit der Luft in Berührung, das Bicarbonat zerfällt und es kommt Kalktuff zur Ablagerung. Dadurch wächst der Querriegel, es werden größere Massen Kalktuff abgelagert, die Höhe des Wasserfalles wächst.

Die Cascaden der Krka oberhalb Scardona in Dalmatien sind ein typischer Wasserfall dieser Art, welcher von Scardona aus einen prächtigen Anblick bietet. Die Krka stürzt in zwei Armen etwa 42 m hoch herab, und der südsüdwestliche Arm zeigt 17 Travertinstufen, der östliche kleine Cascaden. Zwischen beiden Armen liegt eine Insel, deren Bäume und Gesträuch bis zur Krone in Kalktuff eingewickelt sind. Ebenso sind bei den zahlreichen Mühlen, welche am unteren Ende des Wasserfalles angelegt wurden, große Kalktuffmassen abgelagert. Auch flussaufwärts, oberhalb der Cascaden, sind kleine Inseln von Kalktuff um einige Gewächse herum abgelagert. Oberhalb der Cascaden ist das Flussbett verengt; infolge der Aufstauung des Wassers beim hohen Wasserstande sind an dieser Stelle oft die Gehänge mit Kalktuff inkrustiert. Am Zusammentritte der Krka und der Čikola befindet sich ein Vorsprung, welcher das Flussbett verengt und bei hohem Wasserstande überflutet wird. Derselbe besteht aus Nummuliten-Kalkstein, welcher von einer mächtigen Kalktuffmasse überkrustet wird.

Es scheint, dass auch die Wasserfälle zwischen den bekannten Plitvitzerseen in Südwest-Kroatien Travertincascaden sind.[3] Der obere Lauf der Korana besteht aus 13 größeren und kleineren Erweiterungen, welche die Plitvitzerseen genannt werden. Sie erstrecken sich in einer Länge von 7·5 km und der Höhenunterschied zwischen dem höchsten

[1] René Chudeau, »Le plateau de Soria.« Annales de géographie [illegible] 1892, p. 2[illegible]. [2] Martel, »Sous terre.« Annuaire du C. A. F. 18[illegible], p. 1[illegible]. [3] Fras, »Vollständige Topographie der Karlstädter Militärgrenze.« 1835, p. [illegible]. V. Klaić, »Prirodni zemljopis Hrvatske« Physikalische Geogr. von Croatien. Zagreb, 1878, p. 264.

und dem niedrigsten beträgt 150 *m*. Der größte der Seen (Kozjak) besitzt eine Länge von 3 *km* und eine Breite von 613 *m*. Zwischen denselben sind Querriegel aus Kalktuff zusammengesetzt, über welche das Wasser hinabstürzt. In der Westhälfte der Balkanhalbinsel sind mehrere Travertinwasserfälle bekannt. Bei Vodena in Macedonien stürzt sich die Bistrica in vier großen und zwei kleineren Cascaden über eine Travertinwand, deren Höhe 25 *m* beträgt.[1] Die Plivacascaden bei Jajce in Bosnien gehören auch hieher. In Ost-Serbien (Straža- und Beljanicagebirge) sind mir einige Travertincascaden bekannt; eine solche von 32 *m* Höhe zeigt das Flüsschen Buk; viele Travertincascaden hat die Perast, deren Rinne lediglich aus Cascaden besteht.

Östlich der Stadt Adalia in Lykien stürzt sich der in zahlreiche Arme getheilte Katarakt der Alten in 13 pittoresken Wasserfällen herab, welche gleichfalls aus Kalktuff bestehen. Wie bei Flüssen, die so viel Material absetzen, nicht anders zu erwarten ist, treten hier von Zeit zu Zeit Verschiebungen der Wasserläufe ein. Dies ist nach Tietze[2]) die Ursache davon, dass die heutige Mündungsstelle des Kataraktes mit den nach Strabo's Angaben westlicher gelegenen Mündungsstellen desselben Flusses nicht coincidiert.

In den Sabinerbergen in Italien, welche aus jurassischen und cretacischen Kalksteinen zusammengesetzt sind, entspringen die Zuflüsse des Tiber, Velino und Nera; sie liefern im Minimum 170 m^3 Wasser per Secunde. Der Velino als kleinerer Fluss (Max. 50 m^3 per Secunde) bildet an der Mündung in die Nera bei Terni die Cascade delle Marmore, mit einer Höhe von 160 *m*.

Aus den Bergen von Tivoli kommt der Teverone, ebenso ein Zufluss des Tiber. Er verfügt über eine Wasserquantität von im Minimum 15 m^3. Bei Tivoli bildet er eine Travertincascade von 140 *m* Höhe.[3])

Travertincascaden sind auch die zwei Wasserfälle des Orignflusses in Frankreich, unweit Nantua. Sie sind treppenförmig ausgebildet und der obere, welcher aus zwei durch eine Kalktuffplatte getrennten besteht, zeigt die Höhen von 10 resp. 30 *m*.[4])

Die folgenden Arten von Wasserfällen sind nicht allein auf Karstgebiete beschränkt, kommen aber in denselben sehr oft vor und erscheinen durch die Eigenschaften des Kalksteins modificiert.

1. Wenn der Fluss aus widerstandsfähigen und permeablen Kalksteinen in ein weiches Gestein eintritt, so entstehen an der Grenze derselben infolge der verschiedenen Vertiefung des Flussbettes Wasserfälle, welche durch die rückschreitende Erosion flussaufwärts in die Kalksteinzone verschoben werden. Die dalmatinische Küste bietet ein typisches Beispiel für diese oft vorkommende Art der Wasserfälle. Die Cetina, welche sich bei Almissa ins adriatische Meer ergießt, zeigt zwei Wasserfälle, welche Velika (große) und Mala (kleine) Gubavica genannt werden; der letzterwähnte Wasserfall befindet sich an der Grenze des Nummuliten-Kalksteines und der Flyschmergel. Seine Höhe beträgt 7 *m*. Eine kurze Strecke aufwärts befindet sich im Nummuliten-Kalkstein die Velika Gubavica, deren Höhe 100 *m* beträgt.[5]) Die Flyschgesteine sind vom Nummuliten- und Rudisten-Kalksteine überlagert; die ganze Schichtenserie fällt gegen NO. Der Fluss kommt auch aus Nordosten, so dass derselbe aus der Kalkstein- in die Flyschzone eintritt.

[1]) A. Boué, »Europäische Türkei« II p. 39. [2]) Tietze, »Beiträge zur Geologie von Lykien«, Jahrb. d. geol. R.-A. 1885 p. 298 u. 360. [3]) Daubrée, »Les eaux souterraines« I p. 355 u. 356. [4]) [illegible], »Nantua et ses environs« Annuaire du C. A. F. 1880 p. 400. [5]) K[illegible], »[illegible] Croatiens«, Zagreb 1878, p. 264.

5. In Karstgebieten münden häufig die kleinen Flüsse mit Cascaden in die großen. *Mündungscascaden*. Unweit der Cetinamündung in Dalmatien ergießen sich zwei Bäche mit Wasserfällen in diesen Fluss. Solche Wasserfälle zeigen auch die Zuflüsse des Echernthales bei Hallstadt. Der Plitvitzer Bach stürzt sich in zwei Stufen in die 78 *m* niedriger gelegene Korana in Südwest-Croatien; in denselben Fluss ergießt sich auch die Slunjčica in vielen Treppen, deren Höhe 18–20 *m* beträgt.[1]

Diese Art von Wasserfällen dürfte auf folgende Weise entstanden sein. Die höher fließenden Flüsse geben ihr Wasser an den porösen Boden ab, während die tiefer fließenden solches aus Quellen erhalten. Die letzten können also ihr Bett rasch vertiefen, die ersten nur sehr langsam; dadurch entstehen an den Mündungsstellen Höhenunterschiede oder Wasserfälle. Durch die Permeabilität des Kalksteines ist die Bildung solcher Wasserfälle im Karste begünstigt, die namentlich bei den temporären Flüssen häufig sind.

IV. Karstthäler.

Die Karsthöhen sind arm an rinnendem Wasser, sie zeigen daher auch eine große Armut an normalen Thälern mit gleichsinnigem Gefälle. Die südistrische Karstplatte besitzt nur drei solche, nämlich das Arsa- und Quietothal und den Canal di Leme. Der adriatische Karst hat nur vier normale größere Thäler, diejenigen der Zrmanja, Krka, Cetina und Narenta. Die Insel Kephallenia, welche 760 km^2 Oberfläche misst, hat kein größeres normales Thal, sondern nur einige Bachrinnen.

In Folge der Permeabilität des Kalksteines setzt das rinnende Wasser in Karstgebieten aus, die normalen Thäler sind selten oder fehlen vollständig, an ihre Stelle treten die *blinden Thäler* und verschiedene andere Wannenformen auf. Während in einem permeablen Terrain die Thäler zusammenhängen und das von ihnen durchfurchte Land inselartige Erhebungen bildet, sind in den Karstgebieten die Erhebungen das Zusammenhängende und die Vertiefungen das Isolierte. Im Gegensatze zu den *Thallandschaften* sind also Karstgebiete *Wannenlandschaften*.[2] Im Folgendem betrachten wir die Eigenschaften dieser Karstthäler.

In der Regel zeigen die Karstthäler ein charakteristisches, gemeinsames Querprofil, welches im Gegensatze zu den Querprofilen der Thäler eines undurchlässigen Terrains steht. Die Thalgehänge besitzen eine steile, oft beinahe senkrechte Böschung, welche noch viele zackige und kantige Vorsprünge hat. Die abspülende Thätigkeit des Wassers, welche die sanften Böschungen erzeugt, kommt im Karste nicht zur Geltung. Breitere Thalsohlen sind mit Schutt und Alluvium überkleidet und convex gewölbt. Der Fluss fließt seitlich an einer oder an der anderen Seite der Thalgehänge. Die Thäler eines undurchlässigen Terrains haben ganz andere Querprofile. Die Thalgehänge und die Thalsohle sind meist

[1] Kraić, Op. cit., p. 266 u. 267. [2] Penck, »Die Formen der Landoberfläche.« Verh. d. IX. d. Geographentages zu Wien 1891, p. 28.

concav ausgebildet; die letzte ist oft auch eben. Die Mitte der Thalsohle enthält gewöhnlich eine Wasserrinne.

Das Längsprofil der Karstthäler ist verschieden, in demselben kommen verschiedene Formen der Karstthäler zum Ausdrucke. Es lassen sich nach ihm folgende Formen der Karstthäler feststellen.

a) Sackthal. Ein solches Thal hat einen circusartigen, sackförmigen oberen Thalschluss, mit einem Absturze, unter welchem sich die Flussquellen befinden. Neben dieser morphologischen Eigenschaft sind die Sackthäler auch durch ihre Lage charakterisiert: sie befinden sich immer am Rande der Karstplateaus oder am Abfalle der Karstgebirge und stellen, im Gegensatze zu den folgenden Formen, untere Karstthäler dar. Als Typus dieser Gruppe ist das der Laibach zu betrachten; unter senkrechten Wänden befinden sich bei Verd und Veliki Moćivnik die Höhlen, aus welchen die Laibach hervorquillt. Auch die Sorgues bei Avignon in Frankreich fließt in einem Sackthale.

Im adriatischen Karste treten solche sackförmige Thäler selbst hart am Meeresstrande auf. Sie sind, wie das Sackthal von Ombla bei Ragusa, von Timavo bei Duino u. a. durch einen sehr hohen Absturz im oberen Thalschlusse ausgezeichnet, unter welchem sich oft mehrere Höhlen befinden.

In den nördlichen und südlichen Kalkalpen kommen einzelne Karstplateaus vor, welche durch tief eingeschnittene, stumpf endigende Thäler zerfranzt sind. Solche Sackthäler sind das Vrata- und Kermathal, welche tief in das Plateau der Julischen Alpen eindringen und mit Abstürzen endigen, dann das Holthal, die Banšica u. s. w. Das Todte Gebirge und das Steinerne Meer sind auch durch Sackthäler zerfranzt. — Die alpinen Kalkmassen zeigen auch sackförmige Thäler, welche stufenförmig abgeschlossen sind. Die Stufen sind durch Wasserfälle und Klammen charakterisiert; oberhalb derselben tritt gewöhnlich der obere sackförmige Thalschluss auf. Das Echern-Thal im Dachsteingebiet stellt ein solches stumpfes Thal dar; es hat den oberen Thalschluss, wo der Fluss aus einer Höhle hervorbricht, vor demselben aber befinden sich einige von Klammen begleitete, stufenförmige Thalschlüsse.

Die Sackthäler besitzen in der Regel in ihrem oberen Thalschlusse eine steile, oft übersteile Böschung; es kommen Abrutschungen vor und das Thal setzt sich nach rückwärts fort. Der Crni Timok in Ostserbien endigt im oberen Thalschlusse mit einer Höhle; durch die Abbröckelung und Abrutschung der Höhlendecke wird der obere Thalschluss nach rückwärts verschoben. Die Wookey Hole in der Grafschaft Somerset in England liegt im oberen Thalschlusse eines schluchtartigen Thales, welches zweifellos theilweise durch Deckenabrutschungen nach rückwärts verschoben ist[1]. Eine ähnliche Art der rückschreitenden Erosion habe ich im Kučajgebirge Ostserbiens beobachtet. Die Flüsse entspringen aus den Höhlen im Kalksteine, welcher von den impermeablen paläozoischen Schiefern unterteuft ist; die Erosion schreitet in impermeablen Schichten schneller fort, sie erzeugt steile Böschungen an der Grenze des Kalksteines und impermeabler Schichten, durch

1) Boyd Dawkins, »Höhlen und die Ureinwohner Europas«, p. 28.

welche die ersteren zur Abrutschung gelangen und das Thal verschiebt sich nach rückwärts.

b) Ein **blindes Thal** ist morphologisch auch durch einen **unteren Thalschluss** charakterisiert; die Thalgehänge treffen sich abwärts in einem Halbkreise oder Absturze zusammen. Die blinden Thäler stellen also nach allen Seiten hin abgeschlossene, langgedehnte, gewundene Wannen dar. Im Gegensatze zu den Sackthälern befinden sich die blinden Thäler mitten im Karstgebirge oder auf dem Karstplateau selbst; sie gehören also zu den **oberen Karstthälern**. Ein blindes Thal kann seiner ganzen Länge nach in einem Karstterrain gelegen sein; die grössere Anzahl der blinden Thäler liegt aber in undurchlässigem Gestein und nur der untere Thalschluss und eine Strecke der Thalsohle im Kalksteine. Beide Gruppen der blinden Thäler haben als unteren Thalschluss steile, oft senkrechte Wände, unter denen sich die Höhlen oder Ponore befinden, in welche der Fluss verschwindet. Die ihrer ganzen Länge nach im Karst gelegenen blinden Thäler besitzen den oberen Thalschluss der sackförmigen Thäler; die blinden Thäler der zweiten Gruppe haben einen normalen oberen Thalschluss.

Die Foiba in Istrien fließt bis Mitterburg (Pisino) in einem breitsohligen Flyschthale, dann schneidet dieselbe in die Zone des Rudistenkalksteines ein enges Thal ein, welches an einem ungefähr 80 *m* hohen Absturze endigt; vor dem Absturze ist das Bett durch steiles Gefälle ausgezeichnet; unter dem Absturze befindet sich eine gegen SO sich erstreckende Höhle, in welche das Wasser verschwindet. Zu dieser Gruppe gehört auch der Poikfluss, welcher in den unteren Partien der Adelsbergergrotte verschwindet, dann die Reka bei St. Kanzian, welche aus dem Flysch in Kalkstein eintritt und in der berühmten St. Kanzianer Rekahöhle sich verliert.

Die ihrer ganzen Länge nach im Karste gelegenen blinden Thäler sind meist kurz, seicht und entbehren des gleichsinnigen Gefälles; zahlreiche Dolinen, Sauglöcher und Ponore senken sich in sie ein. Die Oberfläche jedes Karstgebietes zeigt solche kurze, seichte, gewundene Wannen, welche zeitweilig Schlundflüsse bergen.

c) In einem engen Verhältnisse zu den blinden Thälern stehen die **halbblinden Thäler**, welche sich aber doch von den echten **blinden Thälern durch ihre morphologischen und hydrographischen** Eigenschaften unterscheiden. Die halbblinden Thäler besitzen ebenso einen oberen und unteren Thalschluss, aber der Absturz, welcher den unteren Thalschluss bildet und in welchem sich Höhlen öffnen, ist niedrig, so dass derselbe gelegentlich vom aufgestauten Flusswasser überschritten werden kann; über dem Absturze befindet sich in der Fortsetzung des halbblinden Thales ein höher gelegenes, meist nicht tief eingeschnittenes Thal, welches nur beim Hochwasser seine Functionen als Flussbett ausübt. Wir unterscheiden hier also zwei Thalstrecken: eine, welche regelmäßig von einem versiegenden Flusse benutzt wird und ein Hochwasserthal, das nur von den Wassermassen erreicht wird, die nicht durch die Höhlen und Ponore abfließen können. Die überwiegende Mehrzahl der oberen Karstthäler ist von dieser Beschaffenheit.

Im Kučajgebirge Ostserbiens habe ich einige solche halbblinde Thäler beobachtet. Das Thal der Radovanska Reka beginnt in der Zone der paläozoischen Schiefer, in den Caprotinenkalkstein übergehend wird dasselbe cañonartig und schließt mit einem Ponor kleinen Durchmessers; hier wird das Thal durch einen 10—15 *m* hohen Querriegel abgeschlossen. Über dem Ponor setzt sich im Kalksteine ein trockenes Thal fort, welches Sand und Schotter aus paläozoischen Schiefern enthält. Beim Hochwasser also ist der Ponor nicht imstande das ganze herbeifließende Wasser zu verschlucken, das Wasser staut sich auf und wird sammt Sand und Gerölle in eine wirbelförmige Bewegung gesetzt. Es wurden dadurch um den Ponor herum viele Riesentöpfe im Flussbette gebildet, wenn der Wasserzufluss nicht abnimmt, wird der Südrand des Ponor überschritten und das Wasser fließt durch das höher gelegene seichtere Thal. Ein solches Thal zeigt auch die Nekudovo in demselben Gebiete. Solche halbblinde Thäler sind auch jene des Slouper Baches bei Sloup und der Bila Voda bei Ostrow; als ihre Fortsetzung erscheinen das Öde und Dürre Thal, welche nach Adamsthal führen.

d) Trockene Thäler sind solche, welche gar keine oder nur temporäre Flussläufe besitzen. Dieselben haben kein gleichsinniges Gefälle und besitzen an ihrem Boden häufig einzelne Dolinen oder ganze Reihen derselben. Morphologisch sind unter denselben folgende Gruppen zu unterscheiden:

1. Die trockenen Thäler, welche in der Fortsetzung der halbblinden Thäler erscheinen. Die Thalplastik zeigt Eigenthümlichkeiten, welche mit den Abflussverhältnissen und petrographischem Habitus des Kalksteines im Zusammenhange stehen. Das trockene Thal, welches in der Fortsetzung des halbblinden Thales von der erwähnten Radovanska Reka erscheint, wird selten, oft einmal in 5—6 Jahren, vom Wasser durchflossen. Die Spuren der Flusserosion sind durch Verwitterung stark verwischt, haushohe Felsen stürzten von den steilen Gehängen in das cañonartige Thal herab und verschütteten dessen trockenen Boden, welcher von vielen Dolinen buchstäblich durchbohrt ist.

Viele trockene Thäler dieser Art habe ich im Kučajgebirge Ostserbiens beobachtet. Sie führen meist ganz einfach den Namen Dolina (Thal), entgegengesetzt den anderen vom Wasser regelmäßig durchflossenen, welche Reka (Fluss) heißen.

Das Thal von Velika Brezovica (Groß-Brezovica) ist besonders interessant. Es ist ein 6—7 *km* langes, ziemlich breites Thal, dessen Boden zuerst die paläozoischen Schiefer, dann die Kreidekalke bilden. Sobald man im Thale den Kalkstein betritt, sieht man einen großen Ponor, dann 3—400 *m* abwärts eine ganze Gruppe von Ponoren. Hier ist das Thal durch einen 3—4 *m* hohen Querriegel abgeschlossen, hinter welchem sich eine Furche befindet, an deren Boden eine ganze Reihe von Dolinen liegt. Vom ersten Ponor bis zum Querriegel haben wir ein trockenes Thal, welches nur beim Regen oder während der Schneeschmelze vom Wasser durchflossen wird; die Furche, welche sich von dem Querriegel abwärts hinzieht, wird nie vom Wasser durchflossen. Die Strecke bis zum ersten Ponore ist das blinde Thal von Bresovica, in dessen Fortsetzung zwei, ihren Charakteren nach verschiedene trockene Thäler erscheinen. Das erste erstreckt sich vom ersten Ponore bis zu der Gruppe von Ponoren und dem Querriegel.

Dasselbe ist durch einen niedrigen Querriegel vom blinden Thale getrennt und wird periodisch vom Wasser durchflossen. Die zweite Strecke hinter dem großen Querriegel ist morphologisch mehr selbstständig und entbehrt der Flusslaufe vollständig. Man kann sich dies durch die Annahme erklären, dass ein großes blindes Thal durch die Ausbildung der Ponore in drei morphologisch und hydrographisch verschiedene Strecken aufgelöst wurde.

Das Lazarusthal in demselben Gebiete ist im Bereiche der paläozoischen Schiefer stark verästelt und bildet eine cañonartige, tiefe Rinne in den Kreidekalken. Am Übergange in den Kalkstein ist das Thal durch einen Querriegel abgesperrt, unter welchem sich einige große Ponore befinden. Die ganze Thalstrecke im Kalksteine, welche in die Zlotska Reka ausmündet, ist ein hochgelegenes, trockenes Thal, stellenweise von Dolinen besetzt und oft durch große Blöcke abgesperrt; in einer engen Strecke, wo die beinahe senkrechten Thalwände 80—100 *m* hinaufsteigen und das Thal nur 4—5 *m* breit ist, sind in demselben viele Riesentöpfe eingesenkt. Das Wasser fließt regelmäßig nur bis zu den Ponoren. Das trockene Lazarusthal wird nur im Frühling während der Schneeschmelze von reißenden Fluten durchflossen, welche bei ihrer Mündung in die Zlotska Reka große Verheerungen verursachen. In diesem Falle ist ein ursprünglich normales Thal durch die Entstehung der Ponore in ein halbblindes und ein trockenes aufgelöst.

Die Foiba in Istrien hat ihr Bett bei dem Ponor bei Pisino so vertieft, dass ihre Fortsetzung, das Dragathal, auch morphologisch selbstständig erscheint. In der Zeit der Schneeschmelze hat das Dragathal einen eigenen Wasserabfluss zum Adriatischen Meere.

Insbesonders ist in dieser Hinsicht das verlassene oder todte Thal des Bonheurflusses in den Causses der Cevennen von Interesse. Der erwähnte Fluss verschwindet jetzt in der Bramabiauhöhle und erscheint nach einem unterirdischen Laufe von 700 *m* als der Bramabiau. Von seinem Ponor bis zum Ausflusse zieht sich ein oberirdisches, trockenes Thal, durch welches früher der Bonheur oberirdisch bis zum Bramabiaufluss geflossen ist.[1] Mit der Zeit aber hat sich im Bette des Bonheurflusses ein tiefer Ponor gebildet, durch welchen das Wasser in die unterirdischen Höhlengänge abgelenkt wurde. Es entstand dadurch ein trockenes Thal, welches jetzt nie vom Wasser des Bonheur durchflossen wird; es bildete sich dabei auch aus einem normalen ein blindes Thal.

2. Die Karstflüsse geben ihr Wasser an die Ponore im Bette ab, so dass der untere Theil ihres Thales einen dürren, steinigen Boden besitzt, welcher vom Karstflusse durch keinen erheblichen Querriegel getrennt ist. Solche Trockenthäler finden sich öfters zwischen der Stelle, wo der Fluss eines blinden Thales versiegt und dessen unterem Thalschluss. So enthält das blinde Thal Vojala im Kučajgebirge Ost-Serbiens ein langes trockenes Thal, welches Dubočica (Furkej) genannt wird. Dasselbe wird nur während der Schneeschmelze im Frühling vom Wasser durchflossen. Ähnlich ist das Trockenthal von Lost-River in Indiana bei St. Louis. Der Carters Creek und der Lost-River vereinigen sich und bilden den Lost-River, derselbe gibt sein Wasser an vier Ponore (sinks) ab. Beim normalen Wasserstande verschluckt nach Cox[2] der

[1] Martel, »Sous terre« Ann. du C. A. F. 1888 p. 2?6. [2] Cox, »Seventh Annual Rep. of the geol. Survey of Indiana« 1876 p. 224.

erste Ponor das ganze Wasser und ein großer Theil des Flussbettes von demselben bis zur Orange Ville bleibt trocken; nur bei starkem und lang anhaltendem Regen fließt das Wasser durch das ganze Bett.

Die öden und dürren Thäler im mährischen Devongebiete gehören auch hieher; sie werden aber sehr selten vom Wasser durchflossen, so dass sie als vollständig todte Thäler erscheinen. Der Slouperbach und die Bila Voda verlieren ihr Wasser in den Slouperhöhlen und Ponoren, resp. bloß in Ponoren unweit von Ostrow. Das Thal des Slouperbaches setzt sich in das trockene öde Thal, jenes der Bila Voda in das Dürre Thal fort. Diese Trockenthäler besitzen einen verhältnismäßig breiten Thalboden, in welche sich von beiden Seiten Schuttkegel und Schutthalden hineinbauen; oberhalb derselben ragen steile hohe Kalkwände auf, welche durch viele kleine Höhlen ausgezeichnet sind. Von den Wänden werden oft Felsen abgelöst, welche das Thal stellenweise absperren. Dort, wo die Kalkwände bis zum Thalboden hinabsteigen, befinden sich oft die Sauglöcher, welche jetzt verstopft und mit Gras bewachsen sind. Beide Thäler stellen verlassene, todte Strecken dar. Beim Hochwasser entwickeln sich in diesen trockenen Thälern kleine Bäche, welche sich in den Sauglöchern verlieren; zu dieser Zeit also haben sie eine selbständige Wassercirculation.

Diese trockenen Thäler, welche im unteren Theile eines Karstflusses auftreten, sind häufig. Ein Nebenfluss der Maas in Belgien, welcher durch das Dorf Falmignoul fließt, besaß früher ein normales Thal; jetzt verschwindet er in Ponoren (aiguigeois) und stellt im unteren Theile ein trockenes Thal dar. Die Lesse, welche jetzt in der berühmten Hanhöhle versinkt, hatte früher ein normales Thal; die untere Strecke des alten Bettes der Lesse ist jetzt ein trockenes Thal.[1]

3. Manche Thäler sind in ihrer ganzen Erstreckung trocken. Sie sind meist cañonartig, ihr Boden ist durch das Vorhandensein unzähliger Sauglöcher und Dolinen vollständig porös, so dass dieselben gar nicht mehr oder nur während der Schneeschmelze vom Wasser durchflossen werden. Solche Charaktere zeigt das Thal von Frassule im Kučajgebirge Ost-Serbiens. Nach Tietze[2]) und Hassert[3]) sind solche Thäler die Sušica und Pirni Do (Dol) in Montenegro, sowie nach Schmidl[4]) jene Thäler im Bihargebirge, welche von den Walachen Valea secca genannt werden. Im schwäbischen Jura kommen solche Thäler oft vor.[5])

4. Zu dieser Gruppe der Erscheinungen gehören auch die todten Thalstrecken, welche sich mitten in einem Karstthale befinden. Das Wasser eines Karstflusses wird von den Ponoren verschluckt, es folgt dann eine lange Thalstrecke, welche bei normalem Wasserstande nicht vom Wasser durchflossen ist, und weiter abwärts erscheint der Fluss von Neuem aus den Quellen im Bette selbst. Gleich nach dem ersten Ausfluss verschwindet der Punkwafluss in Mähren in der Höhle, welche sich bei Sloup am linken Gehänge des Thales befindet: es folgt eine trockene ungefähr einen Kilometer lange Strecke bis zum zweiten Ausfluss; dieselbe Erscheinung habe ich auch im oberen Laufe der Ressava

[1]) Bemmel, »Patria belgica, encyclopédie nationale.« Bruxelles 1877, p. 37
[2]) Tietze, »Geol. Übersicht von Montenegro«, Jhrb. d. geol. R.-A. XXXIV., 1884.
[3]) Hassert, »Die Oberflächengest. Montenegros«, Globus. Bd. 61, Nr. 4. p. 2.
[4]) Schmidl, »Das Bihargebirge«, p. 29. [5]) »Das Königreich Württemberg von dem königl. statist.-topogr. Bureau.« Stuttgart 1882, p. 305; Lepsius, »Geol. v. Deutschland« I. Theil, p. 482.

in Ost-Serbien beobachtet. Eine todte Strecke von 1 *km* Länge zeigt der Toutoutafluss in Neu-Kaledonien.[1])

Die blinden, halbblinden und trockenen Thäler stehen im Gegensatze zu den Sackthälern. Die letzteren sind, wie erwähnt, untere Karstthäler, welche am Abfalle des Karstgebirges oder am Rande des Karstplateaus beginnen. Die übrigen Formen sind obere Karstthäler. Die blinden, halbblinden und trockenen Thäler sind in der Regel einzelne Glieder eines unterbrochenen Stromthales, die Sackthäler sind dagegen meist die obersten Stücke desselben.

Die unterbrochenen Stromthäler sind aus einzelnen Zügen von blinden und halbblinden Thäler zusammengesetzt, welche durch unterirdische Durchbrüche, große und kleine Höhlengänge oder nur natürliche Brücken mit einander verbunden sind. Die Laibach durchfließt ein solches unterbrochenes Stromthal. Die Poik im Adelsbergerthale, der Laaser-Bach und der Zirknitzer-See mit dem kurzen Laufe des Rakbaches sind Zuflüsse, welche verschwinden und nach kurzem oder längerem unterirdischen Laufe aus zwei Höhlen und mehreren Quellen im Planinathale hervorbrechen und die Unz bilden. Sie verliert am östlichen Rande des Kessels $^2/_3$ des Wassers und nur ein Drittel erreicht den nördlichen Thalrand, wo es von den vielen Saugläöchern (»Pod Stenami«) verschluckt wird.[2]) Dieses Wasser erscheint in der Laibacher Tiefebene als der Laibachfluss (mit der Bistra). Das Stromthal der Laibach ist also aus einzelnen blinden Thälern und Poljen zusammengesetzt, welche durch Höhlengänge verbunden sind; nur der Rakbach zeigt auch bekannte natürliche Brücken von St. Canzian. Die abgeschlossenen oberirdischen Depressionen sind stufenförmig angeordnet. Das Kesselthal von Laas-Altenmark ist 580 *m* hoch, der Zirknitzer See 550 *m*, das Planinathal 450 *m* und die Laibacher Tiefebene nur 230 *m*.

Das Flussgebiet der Punkwa in Mähren besitzt zwei blinde Thäler. Der Slouperbach, welcher aus der Vereinigung von Žďárna und Luha entsteht, verliert sein ganzes Wasser bis zum Felsen Hrebenač und in den ersten Partien der Slouperhöhlen. Ebenso verschwinden die Gewässer des blinden Thales von Ostrow und Holstein in verschiedenen Ponoren (Propodany), von welchen der bedeutendste der Rasovna genannt wird. Diese Gewässer erscheinen zuerst in der Macocha, dann im Punkwathale[3]) und fließen weiter zur Zwittawa. Ein unterbrochenes Thalsystem stellen auch die Flüsse Bonheur und Bramabiau in den Causses der Cevennen dar; der Bonheur verschwindet in einem Abîme und erscheint nach 700 *m* unterirdischen Laufes als ein mächtiger Fluss, der Bramabiau.[4])

Diese Höhlengänge oder unterirdische Durchbruchthäler, welche einzelne blinde Thäler mit einander oder mit Sackthälern verbinden, stellen enge, meist sehr hohe Canäle dar, welche nur stellenweise niedrig sind; im letzten Falle sind diese Canäle seeartig erweitert. Viele Beobachter haben dieselben mit den Klammen oder Gorges verglichen. Die Höhlengänge der Bonheur sind 1—6 *m* breit, aber 10—40 *m* hoch, alle secundären Höhlengänge sind ebenso ganz eng und senkrecht auf

[1]) Chambeyron, »Note relative à la Nouvelle Calédonie. Bull. de la Soc. de géogr. 1875, p. 565. [2]) Putick, »Die unterirdischen Flussläufe von Inner-Krain«. Das Flussgebiet der Laibach. Mitth. der k. k. geog. Gesellsch. Wien, 1887, p. 277. [3]) Dr. Martin Kříž, »Der Lauf der unterirdischen Gewässer in den devonischen Kalken Mährens«. Jahrb. d geol.R.-A. XXXIII, 1883, p. 266. [4]) Martel, »La rivière souterraine de Bramabiau«. Bull. de la Soc. Languedocienne de géographie T. XII, 1889, I. Trimestre.

den Hauptgang gerichtet. Solche Höhlengänge besitzt auch der unterirdische Fluss, welcher auf einer Länge von 120 *m* die Höhle Dargilan durchfließt; er hat auch drei größere Seen. Die Höhe der Höhlendecke erreicht hier 70 *m*.[1])

Das genetische Verhältnis der normalen und blinden Thäler im Karste.

Die blinden und trockenen Thäler der Karstgebiete sind primär oder secundär.

1. Sobald ein Fluss aus einem impermeablen Gestein in stark porösen und zerklüfteten Kalksteinboden eintritt, verschwindet das Wasser in dessen Spalten; es bilden sich mit der Zeit an solchen Stellen große Ponore aus; bis zu diesen vermag der Fluss sein Bett einzuschneiden und als Thalbildner aufzutreten; weiterhin fließt er in Höhlen. Das blinde Rekathal bis St. Kanzian ist primär.

2. Aus einem unterirdischen Höhlengange kann ein blindes Thal durch Deckeneinstürze gebildet werden. Auf solche Einstürze ist das kurze blinde Thal des Rakflusses bei St. Kanzian in Krain zurückzuführen; vom ursprünglichen Höhlengange sind hier noch zwei Naturbrücken stehen geblieben. Durch Fortsetzung solcher Höhleneinstürze können blinde Thäler in gewöhnliche normale verwandelt werden.

Secundär sind die blinden Thäler, die sich aus normalen entwickeln, und zwar kann dies geschehen:

1. Durch Ausbildung von Ponoren im Bette eines normalen Karstflusses wird dasselbe in ein blindes Thal verwandelt. Viele blinde Karstthäler weisen darauf hin. Sie bestehen in der Regel aus einem halbblinden oder blinden Thale, welches mit Ponoren abgeschlossen ist; im höheren Niveau, durch den hohen Rand des Ponores getrennt, setzt sich ein rudimentär gewordenes, trockenes oder todtes Thal fort, welches meist bis an den Rand des wasserreichen Sackthales reicht. Bei dieser Umwandlung eines normalen in ein blindes Thal bilden sich zuerst halbblinde Thäler; sie stellen die erste Phase in dem erwähnten Process dar. In der Radovanska Reka (p. 70) ist dieselbe zum Abschluss gebracht. Die zweite Phase ist im Bonheurthale beendigt worden. Dieselbe durchströmte zuerst mit dem Bramabiau ein normales Thal, es entstand ein tiefer Ponor in ihrem Bette, welcher ihr Wasser verschluckte und bis zu welchem hin die Erosion sich erstreckte, so dass ein bis dahin reichendes blindes Thal entstand. Die verlassenen, trockenen Betten zwischen dem Slouperbache und der Punkwa einerseits und zwischen der Bila Voda und Punkwa andererseits, weisen auf ähnliche Entstehung dieser blinden Thäler hin.

Es herrscht bei allen Karstflüssen die Tendenz, ihre active Ponore flussaufwärts zu verlegen. Es wurde dargelegt, dass dadurch trockene und todte Strecken in einem blinden Thale gebildet werden. Es ist klar, dass durch diesen Process auch die Verkürzung des Flussbettes in einem blinden Thale eintritt. Wie weit dieselbe fortschreiten wird, hängt in jedem einzelnen Fall von der Wassermenge, mit welcher der Karstfluss versiegt, und v[illegible] der größeren oder kleineren Permeabilität des Kalksteines ab. Gro[illegible] Wassermenge und geringere Permeabilität wirken dem Verkürzung[illegible] process des Flussbettes entgegen. Eine entgegengesetzte Wirkung leist[illegible] auch die Schlammassen, welche der Fluss führt; durch dieselben wer[illegible]

[1]) Martel, »Les nouvelles grottes de Cévennes« Bull Soc Languedoc géogr XII, 1889, II. Trim.

oft die Ponore verstopft und ihre Absorptionscapacität vermindert oder auch auf kurze Zeiten vollständig aufgehoben.

2. In Karstgebieten kann ein normales Thal in ein blindes durch Krustenbewegungen verwandelt werden. Ist nämlich der durch tectonische Vorgänge geschaffene Riegel groß, so muss ihn das Wasser unterirdisch durchmessen. Das blinde Thal von Bugiati in Peloponnes war ursprünglich, nach Philippson,[1] ein nach Nord abfließendes normales Thal, wurde später durch tectonische Verschiebungen an den bei Psari hindurchziehenden Verwerfungen abgesperrt und abflusslos gemacht.

V. Die Poljen.[2]

A) Definition, Name, Flächeninhalt.

Ein Polje ist eine große, flache, breitsohlige Karstwanne, deren Gehänge sich scharf gegenüber der Sohle absetzen und welche eine ausgeprägte, mit Schichtstreichen parallele Längserstreckung zeigt. Die Poljen kommen nur in dislocierten Karstgebieten vor; sie sind auf Krain, die westliche Hälfte der Balkanhalbinsel, Kleinasien und auf den Faltenjura beschränkt, weiter kommen sie auf den adriatischen und jonischen Inseln und auf Jamaika vor.[3]

Sie unterscheiden sich von den langgestreckten und meist gewundenen blinden Thälern durch ihre große Breite, das regelmäßige Zusammenfallen ihrer Längsaxe mit dem Schichtstreichen, ferner durch die Ebenheit ihres Bodens, welcher sich nicht nach einer bestimmten Richtung hin abdacht.

Es besitzen also die Poljen kein gleichsinniges Gefälle und am Boden eines und desselben herrschen oft verschiedene Abdachungen und Abflussrichtungen. Sie werden vorzugsweise durch das unterirdische Wasser inundiert, ebenso werden sie nach unterirdischen Hohlräumen entwässert, und zwar durch ein ganzes System von mächtigen Quellsträngen, mit deren Öffnungen, den Ponoren und Estavellen.

Von den Dolinen unterscheiden sich die Poljen zuerst durch ihre weit größeren Dimensionen, ferner durch ihre vorherrschende Längserstreckung und namentlich durch das Vorhandensein einer scharf ausgesprochenen Bodenfläche. Da es neben den zahlreichen kleinen auch große Dolinen gibt, die vielfach in einer bestimmten Richtung

[1] Philippson, »Der Peloponnes« II. p. 447. [2] kroatisch polje n., plur. polja.
[3] Auf dem aus Kalk aufgebauten Karstplateau im Westen Nord-Amerikas findet sich eine lange und verhältnismäßig schmale Wanne, welche eine nord-südliche Längserstreckung besitzt. Sie zerfällt in einzelne Theilwannen, von welchen der große De Motte Park eine Länge von 16,20 km, eine Breite von 1,6—3 km und eine Tiefe von 70—150 m besitzt. Der Boden derselben ist nach verschiedenen Richtungen abgedacht und von keinem Flusse durchzogen. Diese Wannenreihe ist nach Dutton das verlassene Bett eines alten Flusses, welcher vom N. zum Colorado geflossen ist. Durch die Hebung des Landes, welche im S. rascher erfolgte, wurde dieser Fluss durch einen Querriegel vom Colorado abgesperrt. Dieser Process war durch das trockene Klima begünstigt, welches während der Pliocänzeit in diesem Gebiete herrschte. (Dutton, »Tertiary History of the Grand Cañon District« p. 192—194.) Diese Wannen dürften vielleicht Poljen oder poljenähnliche Depressionen sein.

gedehnt sind und in welchen gelegentlich eine eigene Bodenfläche sich wenigstens rudimentär entwickelt (wie z. B. in der nördlich gelegenen zweiten Doline Ponikve bei Fiume), so werden Übergänge zwischen den Dolinen und Poljen hergestellt. Die kleineren dieser Übergangsformen, bis 1 *km* Durchmesser, stellen wir zu den Dolinen, die größeren zu den Poljen.

Neben den typischen Poljen, welche Wannenformen sind, kommen auch Hohlformen vor, welche im allgemeinen den Poljen gleichen, aber in das Bereich der gleichsinnigen Abdachung eingezogen sind und einen oberirdischen Abfluss besitzen. Wir nennen dieselben aufgeschlossene Poljen.

Typisch sind die Poljen in Bosnien und in der Hercegovina entfaltet. Sie sind durch die Narenta in zwei Gruppen getheilt. Nordwestlich von dem genannten Flusse befinden sich die großen westbosnischen Poljen, wie die von Livno, Glamoč, Duvno und Kupreš. Sie sind auf die höchste Gebirgsstufe beschränkt, welche die Wasserscheide bildet; dies- und jenseits derselben liegen meist aufgeschlossene, von Flüssen durchzogene Poljen und normale Thäler.

Südöstlich von der Narenta liegen die kleineren hercegovinischen Poljen in einer mittleren Gebirgsstufe; diese Zone setzt sich nach Montenegro fort, wo wir die Poljen von Nikšić, Grahovo, Brezno und Cetinje haben. Die Wasserscheide rückt hier oft bis an das Meer und die Poljen dieser Zone kommen ebenfalls oft in der unmittelbaren Nähe desselben vor.

Die bosnisch-hercegovinischen Poljen zeichnen sich durch einen regelmäßigen Parallelismus in der Anordnung aus. Ihre Längsaxe liegt im Schichtstreichen, ist also in der Regel nordwestlich-südöstlich gerichtet. Die Mehrzahl derselben wird periodisch inundiert, und zwar während der Winter- oder Herbstregen. Ihre Dimensionen wechseln selbst innerhalb kleiner Gebiete sehr beträchtlich. Das Livanjsko Polje in Westbosnien besitzt einen Flächeninhalt von über 300 km^2, und einige in der unmittelbaren Nähe desselben, welche alle Charaktere der echten Poljen besitzen, sind kaum 2 km^2 groß.

Die folgende Tabelle enthält die Dimensionen der Poljen von Bosnien-Hercegovina, Dalmatien und Montenegro, welche ich auf der Specialkarte im Maßstabe 1 : 75.000 gemessen habe. Aus derselben sieht man, dass wir unter den westbosnischen und hercegovinischen Poljen drei Hauptgruppen nach der Größe ausscheiden können. In die erste Gruppe fallen solche mit einem Flächeninhalte von 100—300 km^2, in die mittlere diejenigen von 10—50 km^2, in die dritte Gruppe gehören endlich die kleinsten mit einem Flächeninhalt von 2—10 km^2.

1. Der Flächeninhalt der Poljen von West-Bosnien und Hercegovina:

1. Livanjsko Polje	379.34 km^2
2. Nevesinjsko »	188.80
3. Popovo »	181.23
4. Glamočko »	129.60
5. Duvanjsko »	122.33
6. Kupreško »	93.05
7. Gacko Polje	53.36
8. Mostarsko Blato	32.67

9.	Vukovsko Polje	30.21 km^2
10.	Dabar »	29.84
11.	Ravanjsko »	20.90
12.	Dugo »	18.79
13.	Rakitno »	14.57
14.	Gornje und Donje Zimlje	12.94
15.	Fatničko Polje	9.76
15.	Ljubinjsko »	8.07
17.	Ljubomir »	8 00
18.	Kočerin	4.56
19.	Trusinsko Polje	4.22
20.	Lukavačko	3.49
21.	Udrešnje	2.59
22.	Zlatopolje	1.97
23.	Mokro Blato	1.75

2. Die Poljen in Dalmatien.

1.	Imosko Polje	101.44 km^2
2.	Gornje und Donje Dicmo	35.15 [1]
3.	Der Vranasee bei Zara Vecchia	34.50
4.	Der See bei Dusina	30.53
5.	Konable od. Canalli	23.29
6.	Vrgorac	17.09
7.	Dvrsno	7.04
8.	Der Vranasee auf Cherso	4.92
9.	Jesero	3.37 [2]
10.	Cepić-See in Istrien	6.59

3. Einige Poljen und poljenähnliche Depressionen in Montenegro.

1.	Nikšićko Polje [3]	48.— km^2
2.	Grahovsko Polje	13.68
3.	Velinje	10.44
4.	Duboki Do	7.31
5.	Cetinjsko Polje	7.—
6.	Srijedi	6 64
7.	Nikoše	3.35
8.	Jele	2.62
9.	Cerovica	2.34

B) Gestalt und Dimensionen.

1. Die Mehrzahl der Poljen hat eine längliche oder ovale Form, deren Länge wenigstens zweimal größer ist als die Breite. Das Verhältnis dieser zwei Dimensionen zu einander ist im Polje Čardak Livade, einem kleinen hochgelegenen Polje in Westbosnien 2 : 1; dasselbe Verhältnis herrscht im Planina Polje in Krain. Jedoch die Mehr-

[1] Nach Klaić (Prirodni zemljopis Hrvatske, p. 296); nach Gavazzi 40 km^2. (Vransko Jezero u Dalmatiji 1889, p. 4. Sep.-Abdr. aus den Schriften der südslavischen Akad. d. Wiss. in Agram 1889). [2] Die Poljen von Vrgorac, Dusina und Jesero liegen an der bosnisch-dalmatinischen Grenze. [3] Nach Dr. Hassert's »Reise durch Montenegro«, 1893, p. 37.

zahl der ovalen Poljen besitzt eine Längsaxe, welche mehrmals größer ist als die Queraxe. Beim Livanjsko Polje in Westbosnien ist dieses Verhältnis 10 : 1, beim Glamočko Polje sogar 26 : 1. Die Wannen in Macedonien, Albanien und Griechenland zeigen dieselbe Form. Die Länge und Quererstreckung verhalten sich zu einander: beim Pheneossee[1] wie 3 : 1, beim Janjinasee[2] wie 4.5 : 1 und im Stymphalos[3] wie 13.5 : 1. Die Längsaxe liegt in Krain und im westlichen Theile der Balkanhalbinsel bis zur Bojanamündung im Schichtstreichen, zeigt also eine nordwestlich-südöstliche Richtung; in Macedonien, Albanien und Griechenland herrscht eine nord-südliche Richtung vor, eine Ausnahme bildet der Kopaissee, dessen Axe eine ost-westliche Richtung zeigt, doch parallel zum Schichtstreichen verläuft.

Die Größenverhältnisse der Polje variieren stark. Das Polje von Čardak Livade misst 3.5 *km* Länge und 1.75 *km* Breite. In unmittelbarer Nähe kommen neben ihm die großen Poljen von Westbosnien vor, wie Glamočko mit einer Längsaxe von 40 und einer Queraxe von 1.5 *km*, dann Livanjsko Polje, welches 60 *km* lang und circa 10 *km* breit ist.[4] Das Polje von Janjina misst 35 *km* Länge bei 8 *km* Breite,[5] jenes von Homala auf Kephallenia ist 6 *km* lang und 1500 bis 1800 *m* breit,[6] das kleine Polje von Lucha auf Zante misst 1.5 *km* Länge und circa 300 *m* Breite.[7] Ebenso sind in Lykien neben kleinen Poljen, welche vielleicht den Namen große Dolinen verdienen, auch große bekannt, wie jene von Elmaly, Plain of Saınary und andere Yailas.[8] Die interior valleys von Jamaika, insbesondere jenes von Queen of Spain, dann Mexiko, Fontabelle und Oxford gehören zu den großen Poljen.[9] Der Lac du Joux im Jura misst in südwestlich-nordöstlicher Richtung 7—8 *km*.[10] Viel seltener kommen rundliche Poljen vor, deren Länge nicht viel größer ist als die Breite. Der Kastoriasee stellt ein rundes Polje dar mit 8 *km* Durchmesser. Ein kleines Polje, Blato genannt, westlich von Mostarsko Blato in der Hercegovina, dann das tiefgelegene Zadlogpolje im Birnbaumerwalde in Krain haben eine solche Gestalt.

Eine dritte Gruppe, zu der die Mehrzahl der Poljen in Krain und Griechenland gehört, zeigt eine unregelmäßige, zerfranzte Gestalt. Auch diese besitzen eine vorwiegende Längserstreckung, doch kommt dieselbe wegen der Zerfranzung nicht so deutlich zum Ausdrucke. Zu denselben gehören unter andern auch das Ličkapolje in Südwestkroatien sowie auch das Duvanjskopolje in Westbosnien.

2. Gehänge und Boden, Überkleidung des Bodens der Poljen. Die Gehänge eines Poljes zeigen steile Böschungen und meist stoßen dieselben ganz unvermittelt mit dem Boden zusammen, so dass eine scharfe Knickung entsteht. Im Längs- und Querprofile sind also die Poljen trogähnlich. In einem und demselben Karstgebiete sind Poljen verschieden tief, so dass die relativen Höhen der Gehänge gegenüber der Poljesohle stark variieren. Im Livanjskopolje in Bosnien sind die Gehänge im Mittel 100—200 *m* über der Bodenfläche hoch, im Gackopolje 180—200 *m*, im Dabarpolje 200—350 *m* (beide in der Hercegovina). In

[1] Philippson, »Peloponnes« I. p. 143. [2] A. Boué, »Europäische Türkei« I. p. 40 u. 41. [3] Philippson, Op. cit. I. p. 126. [4] »Mittheil. d. Section f. Höhlenkunde« 1884 p. 20, 22. [5] A. Boué, l. cit. [6] J. Partsch, »Kephallenia und Ithaka« p. 17 u. 20. [7] J. Partsch, »Die Insel Zante«. Petermann's Mittheil. 1891. p. 164. 165. [8] Spratt, »Travels in Lycia, Milyas and the Cibyratis« London 1847. II. T. p. 165. Tietze, »Beiträge zur Geol. von Lykien« Jahrb. d. geol. R.-A. 1885. p. 313. 314. 340, 341. [9] Sawkins, »Geol. of Jamaica« p. 20. [10] »Topographischer Atlas der Schweiz« Feuille 297.

den Poljen von Krain sind dieselben durchschnittlich 50—300 *m* hoch und die Gehänge des Zirknitzersees sind relativ die höchsten. Die Gehänge des Kopaissees sind 500—800 *m* hoch gegenüber der Thalsohle.[1] Alle diese Poljen, insbesondere jene von Bosnien-Hercegovina und von Krain, zeigen in der Fortsetzung ihrer Längsaxe mehr oder weniger ausgesprochene Furchen, so dass die Poljen in dieser Richtung keine scharfe Abgrenzung haben und die niedrigsten Gehänge besitzen. Die nordwestlichen und südöstlichen Gehänge sind bei den erwähnten Poljen die niedrigsten.

Die Poljen haben einen flachen Boden, welcher ausnahmsweise von einem bis zum anderen Ende ein gleichsinniges Gefälle zeigt. Meist hat jeder Ponor sein eigenes Zuflussgebiet, so dass der Boden der Polje in mehrere selbstständige hydrographische Gebiete zerfällt. Der Mušicafluss im Gackopolje in der Hercegovina, fließt entsprechend der Neigung der Poljesohle, zuerst in südöstlicher Richtung, dann biegt er plötzlich um und fängt auf weite Strecken in entgegengesetzter, nordwestlicher Richtung zu fließen an, um dann wieder die südöstliche Richtung aufzunehmen. Bei jeder dieser Biegungen finden sich Ponore, welche das Wasser verschlucken. Der südwestliche Theil des Beckens von Tripolis wird durch den großen Ponor Taka entwässert, das Gebiet des Sarantopotamos wird nach SO und der nördliche Theil desselben Poljes nach N in die Ebene von Mantinea entwässert; überdies haben einzelne Buchten ihre eigene Ponore.[2]

Oft ist eine ganze Gruppe von Poljen, welche auf einem engeren Gebiete neben einander liegen, durch eine und dieselbe Neigung nach einer bestimmten Richtung ausgezeichnet. Ein solches regionales Gefälle finden wir bei mehreren reihenweise angeordneten Poljen von West-Bosnien und der Hercegovina, u. zw. nach SO. Die Poljen von Laas, Zirknitz und Planina in Krain zeigen ein gemeinsame Gefälle nach NW. Solche Poljen communicieren mit einander durch unterirdische Flüsse, wie dies für diejenigen von Krain schon bewiesen ist.

Aus der Sohle der Poljen ragen oft vereinzelte Erhebungen auf, welche aus demselben Kalksteine zusammengesetzt sind wie die Gehänge. Der Homarberg im Livanjsko Polje in Bosnien stellt eine solche Erhebung dar. Der Dolomitberg bei Jakobovits im Planinathale ragt aus dem Alluvialboden hervor.[3] Aus der Sohle des Beckens von Tripolis erheben sich einige aus dem eocänen (Olonos-) Kalke zusammengesetzte Hügel.[4] Dies führt zu der Annahme, dass unter dem Boden der Poljen dieselben Kalksteine auftreten, wie an den Gehängen. Selten aber ist diese steinige Unterlage blossgelegt, meist ist dieselbe mit losem Material überkleidet. Steinige Partien treten gewöhnlich in der Umgebung von Ponoren und Sauglöchern auf, sowie im nördlichen Theile der Planina in Krain, dann im Popovopolje in der Hercegovina, in einzelnen Partien von Livanjsko Polje u. s. w.

Der Boden bei der Mehrzahl der Poljen besteht aus S c h l a m m und verschiedenen Varietäten von Z e r s e t z u n g s l e h m, stellenweise auch aus T o r f m o o r b i l d u n g e n.

Die Poljen sind die wichtigsten Sammelgebiete für Rückstände, welche bei der Auflösung und Verwitterung des Kalksteines in Karst-

[1] Supan, »Die Trockenlegung des Kopaissees« Petermanns Mitth. 1889 p. 72.
[2] Philippson. Op. cit. I. p. 107. 108. [3] Putick, »Die unterirdischen Flussläufe von Innerkrain.« Mittheilungen der k. k. geograph. Gesellsch. 1887. p. 277.
[4] Philippson, l. cit.

gebieten zurückbleiben. Bäche und Flüsse der Poljengehänge bringen ihr Erosionsmaterial in die Poljen mit und setzen es hier ab. Dies wird bedeutend durch den Umstand begünstigt, dass während der Hochwasserperiode meist die Verstopfung der Ponore eintritt. Außerdem wird der Verwitterungslehm von den Gehängen während der Regen abgespült. Die Sohle der Poljen bedeckt sich also mit Schlamm und braunem Lehm, welcher stellenweise eine röthliche Farbe aufweist und in die terra rossa übergeht. Die größte Mächtigkeit erreichen diese Lehme an Stellen, wo sich die Schuttkegel der kleinen Bäche befinden. Diejenigen der periodisch überschwemmten Poljen, in welchen sich das Wasser längere Zeit aufhält, weisen auch die Torfmoorbildungen auf, wie der Zirknitzer- und Cepićsee, der Kopaissee, die Seen von Stymphalos und Pheneos. Die Zusammensetzung des Bodens ist die Ursache, dass die Poljen die einzigen, größeren, für die Cultur geeigneten Geländeformen der Karstlandschaften sind. Trotz der Überschwemmungen werden sie bebaut, in jenen von Jamaika wird die Kaffeecultur betrieben. Die Ansiedlungen befinden sich an höheren Stellen der Bodenfläche oder an den Thalgehängen.

Die Mehrzahl der Poljen in Bosnien und in der Hercegovina ist mit neogenen lacustren Ablagerungen ausgefüllt, welche oft bis zu namhaften Höhen reichen und auf der Gebirgsunterlage discordant aufruhen. Weiße oder grau gefärbte, von kohligen Pflanzenresten durchdrungene Mergel, Conglomerate und Schotter sind das petrographische Material der jungterteriären Ablagerungen, welche oft Kohlen führen und eine interessante Fauna enthalten.

Hauptsächlich mit Mergel sind nach Untersuchungen von v. Mojsisovics und Bittner[1]) folgende Poljen erfüllt: diejenigen von Duvno, Bogojno, Livno und Glamoč in Westbosnien, dann die Poljen von Gacko, Konjc-Rama, Bijelo-Polje, Pašinska Voda, Ugrovaca, Mostarko Blato, Posušje, Glassinac und Rogatica in der Hercegovina. Einen schuttkegelartigen Charakter zeigen Conglomerate und Gerölle von Kupreško-Polje in Westbosnien und von Nevesinjsko-Polje in der Hercegovina. Im Mostarsko-Polje befinden sich über dem hellen Mergel mächtige, feste Schottermassen von schuttkegelartigem Charakter.

Die Pojen von Livadia, Sphakiotes und Olotos auf der Insel Leukos sind mit tertiären Mergel, welche Gyps enthalten, ausgefüllt[2]); das Polje von Lokraki auf der Insel Corfu enthält Gypse und gypsdurchwirkte Mergel[3]). Auf den jonischen Inseln kommen auch solche Poljen vor, welche keine tertiären Bildungen enthalten, wie diejenigen von Lacha, auf der Insel Zante, und von Homala auf Kephallenia[4]).

In Lykien sind einige Poljen mit pliocänen Süßwasserablagerungen erfüllt; es finden sich aber auch solche, welche dieser Ablagerungen vollständig entbehren. Überhaupt kommen in allen diesen Karstgebieten neben den mit Tertiarschichten ausgekleideten Poljen auch solche vor, welche keine tertiäre Bildungen enthalten; die letzten sind also kein allgemeines Charakteristikum für alle Poljen, welche in den erwähnten Gebieten auftreten.

[1]) v. Mojsisovics, Tietze und Bittner, Geol. von Bosnien. Jahrb. der geol. R.-A. 1880. — [2]) J. Partsch, Die Insel Leukas. Eine geogr. Monographie. Ergänzungsheft Nr. 95 zu Peterm. Mittheilungen 1889. — [3]) J. Partsch, Die Insel Korfu. Ergänzungsheft Nr. 88 zu Peterm. Mittheilungen 1887. — [4]) J. Partsch, Die Insel Zante. Peterm. Mittheilungen 1891, p. 164, 165. Ergänzungsheft Nr. 98 zu Peterm. Mittheilungen 1890, p. 17, 20.

C. Hydrographische Verhältnisse der Poljen.

Einige Poljen sind durch das ganze Jahr hindurch trocken, andere werden periodisch inundiert, eine kleine Zahl relativ tief gelegener Poljen aber ist beständig mit Wasser erfüllt. Mit Hinsicht auf die hydrographischen Verhältnisse unterscheiden sich also folgende drei Typen: trockene, periodisch inundierte und See-Poljen.

1. Die trockenen Poljen

sind verhältnismäßig hochgelegene, meist seichte Einsenkungen, welche nie oder selten inundiert werden und in der Regel auch ohne fließendes Wasser sind. Nur eine kleine Zahl von Poljen ordnet sich in diese Gruppe ein. Sie sind im Krainer und Adriatischen Karste durch Zadlogpolje im Birnbaumer Wald und Dicmopolje in Dalmatien, durch die Poljen der Orte Njeguš und Cetinje in Montenegro, vertreten. Das Njeguš-Polje liegt unter dem Lovćengebirge und besitzt eine absolute Höhe von circa 650 *m*; es ist bebaut, birgt Ansiedlungen und wird weder von einem Flüsschen durchflossen noch je inundiert. Das Polje von Cetinje besitzt eine absolute Höhe von circa 640 *m* und ist von 100—150 *m* hohen Bergen umschlossen. Der Boden derselben besteht aus Flussschotter, zeigt trockene, verlassene Flussarme und wird in der Regel nicht inundiert. Dieselben Verhältnisse zeigt auch das Polje von Bresna im nördlichen Montenegro; sein Boden ist aus zahlreichen Geschieben eines stark verkieselten Porphyrs zusammengesetzt [1]. Ab und zu, wie man mir dort erzählte, werden diese Poljen doch inundiert, und zwar tritt die Inundation im Cetinjsko-Polje etwa alle 10—20 Jahre ein.

2. Die periodisch inundierten Poljen

sind im Vergleich zu den vorerwähnten verhältnismäßig tief gelegen und werden zu bestimmten Jahreszeiten unter Wasser gesetzt. Die Inundation erfolgt während der Regenzeit oder der Schneeschmelze. Die überwiegende Zahl der Poljen gehört zu diesem Typus. Zwischen den trockenen und periodisch inundierten Poljen bestehen natürlich auch Übergänge, bei welchen es zweifelhaft sein kann, zu welchem der beiden Typen sie gehören. Es sind das solche Poljen, welche nur schwache und unregelmäßige Inundationen zeigen, wie das Dabarpolje (Biberpoljе) in der Hercegovina.

Als typische Beispiele für die periodisch inundierten Poljen gelten diejenigen in West-Bosnien und in der Hercegovina, welche regelmäßig im Herbste eine große Inundation aufweisen. Im Popovopolje in der Hercegovina, welches von der Trebinjčica durchzogen wird, tritt die Inundation im September ein und dauert bis Ende April, sodass die Bodenfläche nur vier Monate trocken ist. Dieses Polje wird durch die Trebinjčica und zahlreiche Quellen inundiert, durch Ponore und Sauglöcher entwässert. Der Hauptponor liegt am Fuße des Berges Klek, ein zweiter bei Ravno.

In Montenegro gehört das Nikšićko-Polje zu den periodisch inundierten, und zwar wird ein großer Theil desselben im Frühjahre während der Schneeschmelze überschwemmt. In Krain gehören zu den periodisch inundierten die Poljen von Planina und Laas, dann diejenigen von Gottschee, Reifnitz, Guttenfeld und Ratschna. Das Polje von Planina ist größtentheils von Kreidekalken umrandet, nur die Südostgrenze desselben bildet Trias-Dolomit; es besitzt eine ausgesprochene Längserstreckung in der Richtung NW-SO. Der Boden

[1] Sax, Mittheil. der k. k. geogr. Gesellschaft. Wien 1871, pag. 97.

besteht aus Alluviallehm und hat eine Länge von 450 *m*. Kleinere Überschwemmungen finden hier fast alljährlich statt, und zwar im Herbste; die größeren, bei welchen die ganze Thalsohle inundiert wird und das Wasser 8—10 *m* steigen kann, viel seltener [1]). Die maximale Wassermenge bei Überschwemmungen im Planinathale beträgt nach Berechnungen von Vicentini 60,000.000 m^3, der Zufluss per Secunde 79, der Abfluss 21 m^3.

Das Polje von Planina wird durch die Unz, welche aus der Planinahöhle kommt, dann vom Mühlthaler Bache und zahlreichen Quellen inundiert. Die Unz fließt dann zum östlichen Rande von Planina und verliert dabei ⅔ Wasser in Sauglöchern, nur ⅓ Wasser erreicht den nördlichen Rand, wo dasselbe ebenso in vielen Sauglöchern versiegt [2]).

Das Polje von Laas hat eine Seehöhe von 580 *m*, die dasselbe umschließenden Berge bestehen theils aus oberem Triaskalk, theils aus Kassianer- und Raibler-Schichten. Der Boden ist lehmig. Die regelmäßige Inundation des Laaserbeckens geschieht während der Herbstregen, oft aber wird es 2—3 mal jährlich überschwemmt. Die größten bekannten Überschwemmungen haben im Herbste folgender Jahre stattgefunden: 1851, 1872, 1875, 1878 und 1880.

Das Becken wird durch den Oberchfluss, welcher nie versiegt, und durch eine starke Quelle inundiert. Die Inundation schreitet von oben nach unten fort. Die Entwässerung besorgen viele Sauglöcher, welche in der Regel 0·1 m^2 im Durchschnitte groß sind: meist sind dieselben mit Erde und Gerölle verstopft, so dass das Wasser in die unterirdischen Canäle wie durch ein Filter versickert und in seinem Abfluss gehemmt wird. Sieben Meter über dem Thalboden befindet sich ein cirka 30 m^2 großer Ponor, die sogenannte Golobina. Das Wasser staut sich bei den Überschwemmungen rasch bis zur Golobina und stürzt in dieselbe mit donnerähnlichem Getöse [3]). Nach den neueren Untersuchungen fließt dieses Wasser zum Zirknitzer See [4]).

Diese zwei letzterwähnten Poljen und der Zirknitzer See liegen in verschiedener Höhe. Das Polje von Laas, als das höchste ist 580 *m* hoch, jenes von Zirknitz 550 *m* und die Planina 450 *m*. Ihr Wasser erscheint in der Laibacher Moorebene, welche 290 *m* hoch ist.

Von den griechischen gehört zu den periodisch inundierten der Kopaissee [5]), das Becken von Tripolis und die Poljen auf den Jonischen Inseln.

Der Kopaissee (Topoliasee) in Böotien ist im Kalksteine der Kreideformation eingesenkt. Seine Längsaxe erstreckt sich vom O zum W. parallel mit Schichtstreichen. Über dem Seespiegel erheben sich die Gehänge 500—800 *m* hoch [6]). Es wird durch den Kephissos und einige Wildbäche gefüllt und deckt [7]) zur Zeit des höchsten Wasserstandes im März und April 230—300 km^2; er besitzt dann eine maximale Tiefe von 2·5—3 *m*. Ende October hat der See seinen niedrigsten Wasserstand, die

[1]) v. Hauer Op. cit. p. 31. [2]) Putick, Die unterirdischen Flussläufe von Innerkrain. Mittheil. der k. k. geogr. Gesellschaft 1887, p. 277. [3]) v. Hauer, Op. cit. p. 28, 29. [4]) Kraus, Die Entwässerungsarbeiten in den Kesselthälern von Krain. Wochenschrift des österr. Ingenieur- und Architekten-Vereines 1888, Nr. 13. [5]) Nach Bursian, Geographie von Griechenland I, p. 185 werden einige Strecken des Kopaissees nie trocken, sondern bilden auch während der Sommermonate tiefe, mit dichtem Rohre bewachsene Sümpfe, so die nördlichste Ausbuchtung der Ebene. [6]) Supan, »Die Trockenlegung des Kopaissees«. Petermanns Mittheilungen 1889, p. 72. [7]) Nach Neumann und Partsch, »Physikalische Geographie von Griechenland.« 1885, p. 245: 230 km^2 nach Kraus (»Sumpf- und Seebildung in Griechenland.« Mitth. der k. k. geogr. Gesellschaft 1892, Nr. 7 und 8, p. 389) 300 km^2.

ausgedehnten Sumpfflächen verwandeln sich zu dieser Zeit in einen Fieberherd. In einzelnen Jahren ist der Wasserstand verschieden; 1852 und 1864 wurden 2000 *ha* der Livadia-Ebene überschwemmt, 1856 lag der Kopais viele Wochen ganz trocken[1]). Der Kopais besitzt etwa 20 Ponore in verschiedener Höhe in zahlreichen Buchten, durch welche sich der See auszeichnet. Die Ponore werden oft verstopft und dann treten große Inundationen, wie die vorerwähnten ein[2]). Schon zur Zeit der Minyer sollen Versuche gemacht worden sein, den damals bebauten Boden des jetzigen Sees der Cultur zu erhalten. Die begonnenen Entwässerungsarbeiten, deren Spuren man im Nordwesten des Kopais noch heute nachzuweisen vermag, werden jedoch von Anderen der Zeit Alexander des Großen zugeschrieben[3]). Über die Projecte, welche in neuerer Zeit zur Austrocknung des Sees entworfen sind, berichten die Arbeiten von Supan und Kraus.

Auf der Insel Leukas gehören zu den periodisch inundierten Poljen die Becken von Livadi, Sphakiotes und Olotos. Das ersterwähnte Polje wird von atmosphärischen Niederschlägen und starken Quellen gespeist und von Ponoren entwässert. Die Herbstregen verwandeln einen großen Theil von Livadi in einen See, der sich den ganzen Winter über behauptet und sich erst im Frühjahr entleert. Blaue Mergel, Gypsvorkommnisse sind für dieses Polje von Interesse. Durch einen Höhenzug getrennt, liegt nordwestlich von Livadi ein zweites Polje, Sphakiotes. Den Boden desselben bilden ganz überwiegend die weißgrauen Mergel und Kalke miocänen Alters. Das geräumige Polje von Olotos wird auch im Winter in einen See verwandelt, da sein Wasser nur unterirdisch durch einige Ponore Abfluss findet. In Livadi und Olotos hat J. Partsch[4]) die Umkehrung der Temperatur constatiert.

Auf der Insel Kephallenia ist die langgestreckte Thalmulde von Homala zwischen Aenoskette im Osten und des Höhenzuges Talamies im Westen ein typisches Polje. Es ist 6 *km* lang, seine Breite beträgt etwa 1500—1800 *m*. Der nördliche Theil besitz ein ansehnliches Gefälle gegen Südost, der südliche Theil dagegen ist vollkommen eben. Der tiefste Theil des ganzen Polje dürfte ungefähr in seiner Mitte die Niederung von Labi sein. Dieselbe füllt sich im Winter mit stehendem Wasser. Das Polje liegt in einer Synklinale.[5])

Die Insel Zante birgt in ihrer Mitte das Polje von Lucha, welches 1.5 *km* lang und cirka 300 *m* breit ist. Die starken Novemberregen verwandeln dasselbe in einen See, dessen Spiegel sich leicht mit einer Eisdecke überspannt.[6])

Im Gegensatze zu den vorerwähnten, welche nur während der Inundationsperiode Wasser enthalten, sonst trocken sind, stehen jene

[1]) Supan, l. cit. [2]) Bursian, »Geographie von Griechenland.« Leipzig 1862. I. p. 196. [3]) Lindenmayer, »Der Kopaissee.« Ausland 1865, Nr. 17; »Zeitschrift für allgemeine Erdkunde.« Neue Folge 1865, p. 66: Kraus, Op. cit., p. 384. Bursian, Op. cit. I. p. 198. Östlich von Kopais finden sich zwischen den vom Rande dieses Poljes bis zum Meere sich hinziehenden Gebirge noch zwei andere, weit kleinere Wasserbecken, die durch unterirdische Canale mit Kopais in Verbindung stehen, sodass die Hohe ihres Wasserspiegels mit dem Steigen und Fallen des Wassers in dem Kopais wechselt; doch sind sie wirkliche Seen, indem der Boden das ganze Jahr hindurch ganz vom Wasser bedeckt ist. Nach der Beschreibung von Bursian (Op. cit. I. p. 199—202) dürften beide Seepoljen sein. [4]) Partsch, »Die Insel Leukas, eine geogr. Monographie.« Ergänzh. Nr. 95 zu Petermanns Mittheilungen 1889. [5]) Partsch, »Kephallenia und Ithaka.« Ergänzh. Nr. 98 zu Petermanns Mittheilungen 1890, p. 17 und 20. [6]) Partsch, »Die Insel Zante« Petermanns Mittheilungen 1891, p. 164. 165.

periodisch inundierten Poljen, bei welchen beständig oder durch eine Reihe von Jahren die tiefsten Stellen mit Wasser bedeckt sind. Der Zirknitzer See in Krain, Čepić-See in Istrien, dann der Pheneos und Stymphalos-See im Peloponnes und der See von Elmaly in Kleinasien gehören zu solchen.

Der vielgenannte Zirknitzer See zeigt eine stark zerfranzte Gestalt. Seine Längsaxe erstreckt sich NNW—SSO. Er ist von oberen Triaskalken und Dolomiten umrandet, denen sich nur untergeordnete Züge von Cassianer Schichten an der Ostseite des Beckens anschließen. Nach Stache liegt derselbe an einer Verwerfungsspalte, welche sich nach Norden zum Polje von Planina, nach Südost zu jenem von Laas fortsetzt.[1] Der tiefste Punkt des aus Zersetzungslehm, Schlamm und Torfmoorbildungen zusammengesetzten Bodens liegt im Süden des Beckens.

Die Herbstregen verwandeln denselben in eine Wasserfläche von 2100—5600 *ha*[2]). Die Wassermenge, welche der See beim höchsten Wasserstande enthält, beträgt 105,520.000 *m*³.[3]) Die größte Tiefe von 17·7 *m* zeigt der See zu dieser Zeit beim Saugloche Rešeto. Ein starkes Regenwetter ist imstande, das ganze Seebecken in zwei bis drei Tagen, ja bei besonderer Heftigkeit in 24 Stunden zu füllen. Wenn keine starken Regen vorkommen, wird der See in 14—25 Tagen entwässert; nur aus den am Fuße des Javornik gelegenen Tümpeln fließt das Wasser niemals ganz ab. Der Ablauf des Sees braucht demnach ungefähr das Zehnfache der Zeit im Vergleich zu seiner Füllung. Die Eigenthümlichkeiten, durch welche sich der Zirknitzer See von der Mehrzahl der periodisch inundierten Poljen unterscheidet, sind folgende. Er wird oft 2—3mal jährlich inundiert und entwässert, dann und wann aber hält sich das Wasser 2 oder 3 Jahre ohne abzufließen.[4] Nach einer Mittheilung von Steinberg[5] aus dem Jahre 1714 ist der See volle 7 Jahre nicht abgelaufen.

Die Füllung des Zirknitzer Sees besorgen einige Bäche, von welchen die Obrh der bedeutendste ist, dann 12 Estavellen, Löcher und Dolinen im Thalboden und auf den Seiten, welche das Wasser zuerst ausfließen lassen, um es später wieder zu verschlucken. Von allen sind die wichtigsten Sucha Dulca und Wranja Jama, welche am Fusse des Javornik gelegen sind; eine dritte, die Höhle Bečke, ist als Ponor wichtig: sie nimmt das Wasser des Seebaches auf. Die übrigen Estavellen (Retje Jama mit 8 Löchern, Mala Ponikve mit 4 und Bubnarze mit 5) sollen Schwemmlanddolinen sein. Die größte Wassermenge, welche den Zirknitzer See füllt, wird aus den Estavellen Wranja Jama und Sucha Dulca geliefert.[6])

Ältere Beobachter besonders Steinberg und Gruber[7], bestätigen diese Thatsache, dies weist auf große Beständigkeit der Felsestavellen

[1] Stache »Die Eocängeb. in Innerkrain und Istrien« Jahrb. d. geol. R.-A. 185[illegible] p. 272. [2]) Urbas »Das Phänomen des Zirknitzer Sees« Zeitschr. d. deutschen u. österr. Alpenvereines X 1879 p. 29. [3]) v. Hauer »Berichte über die Wasserverheerungen in den Kesselthälern von Krain« Österr. Touristen-Zeitung III. B. Nr. 4, 1883 p. 38 nach einem Elaborate von Dr. Vicentini. [4] v. Hauer Op. cit. p. 38; Urbas Op. cit. p. 3. [5] Urbas, Op. cit. 31. Landgrebe »Grundzüge der phys. Erdkunde« II p. 121. [6] Urbas Op. cit. p. 2. v. Hauer, Op. cit. p. 38. [7]) T. Gruber Briefe hydrogr. und physikalischen Inhaltes aus Krain 1781 p. 15 u. w.; ein Citat aus Steinberg bei Lersch, Hydrophysik 1865 p. 268 und 269.

Die zwei Estavellen scheinen auch in der Mittheilung Brown's über den Zirknitzer See besonders hervorgehoben zu sein.[1]

Der Zirknitzer-See wird durch Ponore entwässert, deren Zahl nicht genau bekannt ist. Gruber hat 28 Ponore gekannt,[2] Kosta[3] und Urbas[4] kennen nur 18, der Gewährsmann von v. Hauer wieder 28. Diese verschiedenen Angaben sind wohl meist auf die ungenügende Beobachtung, theilweise aber auch auf die Veränderungen zurückzuführen, welchen die Ponore ausgesetzt sind. Die Zahl, welche v. Hauer angibt, dürfte die wahrscheinlichste sein. Der bedeutendste der Ponore ist die Velika Karlouca. Je nach der Tiefe und Position hat jeder Ponor sein eigenes Abflussgebiet und verschiedene Abflussdauer. Das Wasser verliert sich aus der Umgebung durch den Ponor Kamine in 5, Vodonos in 10, Rešeto in 15, Kotel in 20 und Leviše in 25 Tagen. Während dieser Zeit versiegt das Wasser auch in den übrigen Sauglöchern und der größte Theil des Beckens wird trocken.

Das Wasser des Zirknitzersees erscheint nach einem unterirdischen Laufe von 2400 *m*, mit einem Gefälle von 15 *m* wieder als Rakbach in dem tiefen, blinden Thale von St. Kanzian in Krain. Dieser Bach verschwindet wieder und sein Wasser kommt dann im Planinapolje zum Vorschein, ein anderer Theil seines Wassers dürfte sich mit der Poik vereinigen.

Der See von Pheneos hat 6 *km* Länge, 2 *km* Breite und 15 *m*. Tiefe. Die Oberfläche des Sees beträgt nach den Aufnahmen von Philippson[5]) 24 km^2, nach jenen, welche die französische Expedition ausgeführt hat, war der Flächeninhalt des Sees 31·4 km^2 gross[6], und die Tiefe 40—50 *m*[7]), die Längsaxe 8 *km*. Das Becken wird durch den Phoniatikobach gefüllt und durch zwei Ponore, welche sich am Südwestrande befinden, entwässert. Das Wasser erscheint im starken Kephalovrysi von Ladon[8], welcher 9 *km* in westsüdwestlicher Richtung und 240 *m* tiefer als der Boden des Pheneos liegt.

Die regelmäßigen Jahresschwankungen des Pheneos-Sees waren oft durch die Verstopfung der Ponore und wahrscheinlich auch durch die klimatischen Schwankungen gestört. Strabo berichtet, dass die Ladonquelle zuweilen ganz ausgeblieben ist; der Pheneossee hätte dann einen hohen Wasserstand. Plinius kannte 5 Überschwemmungen von Pheneos.

Der See stieg ganz besonders im letzten Jahrhundert; er soll damals 250 *m* Tiefe erreicht haben. Im Jahre 1809 fand Leike die Ebene trocken und angebaut vor. Drama Ali ließ Gitter vor die Ponore setzen, um ihre Verschlämmung zu verhüten. Bei Beginn der griechischen Revolution war dieses Türkenwerk zerstört und schon im Jahre 1821 verstopften sich die Ponore und ein See begann von neuem die Ebene zu bedecken. Zur Zeit der französischen Aufnahme hatte der See die schon erwähnten Dimensionen. Im Jahre 1833 erfolgte plötzlich der Durchbruch des Wassers durch die Ponore zum Ladon, welcher große Überschwemmungen am unteren Alpheios hervorrief[9]. Dann füllte sich der See von neuem, bis er den jetzigen Stand erreichte. Etwa 30 *m* über

[1] An account from D. Edward Brown concerning an uncommon lake called the Zirknitz See in Carniola. Philos. Transact. 1669 Nr. 54 p. 1083—1085. Vergl. auch Rosenmüller und Tilesius. Merkwürdige Höhlen 1799. II B. p. 265. [2] Gruber l. cit. [3] Kosta, Reiseerinnerungen aus Krain. Laibach 1848 p. 50. [4]) Urbas op. cit. p. 29. [5]) Philippson. Peloponnes I. p. 201. [6]) Strelbitsky, Superficie de l'Europe p. 204. [7]) Expédition scientifique de Morée T. II. p. 321. [8] Bursian, Geographie von Griechenland. Leipzig 1868—1872 Bd. II. p. 186. [9] Philippson, Peloponnes I. p. 144. Neumann und Partsch, Physikalische Geogr. von Griechenland 1885. Expédition scientifique II. 2 p. 321.

dem heutigen Seespiegel umzieht den See eine deutliche Strandlinie. Philippson hält dieselbe für die Marke des Wasserstandes von 1850.

Das Becken des Stymphalossees in Achaia hat eine SW—NO gelegene Längsaxe von 15·5 *km* mit einer Breite von 1 *km*, die Oberfläche des Sees beträgt nur 2 *km*² (3. Juni 1888)[1]. Eine starke Quelle, ein Kephalari, liefert dem Stymphalischen See den grössten Theil seines Wassers. Am südlichen Ufer öffnet sich in der Bergwand eine grosse Katavothre, welche das überflüssige Wasser des Sees aufnimmt. Der Spiegel des Sees unterliegt je nach der Jahreszeit periodischen Schwankungen, er trocknet aber nie vollständig aus.[2] Es scheint, dass im Alterthume dieselben hydrographischen Verhältnisse im Stymphalischen See geherrscht haben. Die Malaria, welche dem Grunde eines so vollkommen verschlossenen sumpfigen Thales nicht fehlt, nannte die mythologische Sprache stymphalische Vögel.[3] Der Pheneos- und Stymphalos-See stehen nach Philippson mit den Brüchen in ursächlicher Verbindung, welche hier mit annähernd ostwestlicher Richtung hindurchziehen.[4]

Von vielen Poljen in Lykien, welche Yailas[5] genannt werden und meist zu den periodisch-inundierten gehören, bildet das Polje von Elmaly den Übergang zu den Seepoljen. Dasselbe liegt wie auch die anderen dieses Gebietes im eocänen Kalksteine, erstreckt sich WSW—ONO, parallel mit Schichtstreichen und enthält im Osten einen See, den Alvan göl. Dieser Morast wird von zwei Schluchtbächen, insbesondere von Ak-tschai inundiert. Die Entwässerung besorgen 30 Ponore oder Duden. Der See ist grösser oder kleiner, je nach dem Verhältnisse der Wasserzufuhr zum Querschnitte der Ponore. Die Gewässer des Alvan-göl kommen nach einem längeren unterirdischen Laufe in den Quellen des Baschkoz-tschai zum Vorschein.[6]

3. Seepoljen.

Im Gegensatze zu den trockenen und periodisch inundierten sind die Seepoljen, wie schon ihr Name andeutet, beständig mit Wasser erfüllt; die periodische Inundation ist also in eine constante übergegangen. Die Mehrzahl derselben ist mit Grundwasser in Verbindung. Ihre Zahl ist gering. Zu ihnen gehören: der Vranasee auf der Insel Cherso im Quarnerischen Golfe, der See desselben Namens bei Zara Vecchia in Dalmatien, dann der See von Janjina. Wie zwischen vorerwähnten Poljenarten sind auch zwischen den periodisch inundierten und den Seepoljen Übergänge vorhanden, welche darauf hinweisen, dass zwischen beiden Typen keine scharfe Grenze, sondern nur eine graduelle Abstufung besteht. Den Übergang vermitteln die Poljen, welche dem Typus des Zirknitzersees oder desjenigen von Elmaly in Lykien gehören.

Der Vranasee auf der Insel Cherso zeigt eine nordwest-südöstliche gelegene Längsaxe, liegt also im Schichtstreichen, ist auf allen Seiten von 250—300 *m* hohen steilen Kalkbergen umgeben und vom Meere nur durch eine schmale Hügelreihe getrennt. Derselbe ist ohne sichtbaren Ab- und Zufluss und enthält Süsswasser. Seine Tiefe beträgt 37 *m*, sein Spiegel liegt 16 *m* über dem Spiegel des Meeres.[7] Der Boden des Sees liegt also 21 *m* unter dem Meeresspiegel. Der Vranasee ist zweifellos …

[1] Philippson, Der Peloponnes I, p. 126. [2] Philippson, l. c. [3] Neumann und Partsch, Physikalische Geogr. von Griechenland 1885. [4] Philippson, Op. cit. I, p. 146. Philippson, Verh. d. IX. deutschen Geographentages 1891, Karte. [5] Spratt, Travels in Lycia, Milyas and the Cibyratis, London 1847, II, 165. [6] Tietze, Beiträge zur Geol. von Lykien, Jahrb. d. geol. R.-A. 1885, p. 340, 341, 313, 314. [7] Seekarte der k. u. k. Kriegsmarine, Specialkarte Bl. 6.

Verbindung mit den unterirdischen Canälen, welche Grundwasser enthalten. Lorenz[1]) hat durch Temperaturmessungen zu beweisen versucht, dass der See sein Wasser nicht von der Insel Cherso, sondern vom Festlande her und zwar wegen seiner sehr niedrigen Temperatur nur von einer der höchstgelegenen Gegenden des Velebit oder des Monte Maggiore erhalten könne, so dass es unter dem Meeresboden durchfließt und durch irgend einen Canal in jenem Seepolje aufsteigt. — Der Vranasee bei Zara Vecchia in Dalmatien ist ein ca. 34 *km*² großes Seepolje, welches Süßwasser enthält. Seine Tiefe beträgt 3·3 *m*,[2]) sein Spiegel liegt 2 *m* über dem Meeresspiegel, so dass also der Boden des Sees unter dem Meeresspiegel liegt. Er wird auch von einem Bache genährt, welcher aus Norden kommt. — Hauptsächlich aber sind es unterirdische Canäle, welche Ab- und Zufluss bewirken. Der Vranasee ist also ein tiefes, mit Süßwasser ausgefülltes Polje, welches mit Grundwasser im Karste in Verbindung steht.

Das Becken von Janjina in Epirus besitzt eine Länge von ca. 35 *km* und eine Breite von 8·9 *km*; seine absolute Höhe beträgt 500*m*. Es sind in demselben zwei Seen vorhanden: der (8 *km* lange und 4.5 *km* breite) See von Janjina und derjenige von Labšistas, welcher einen durchschnittlichen Durchmesser von 2 *km* hat; die beiden Seen sind durch einen schmalen, seichten, mit Schilf bewachsenen Kanal verbunden.[3]) Nach den geologischen Karten von Viquesnel, A. Boué und Toula[4]) ist dieses Becken im Kreidekalke eingesenkt.

Die beiden Seen des Beckens von Janjina werden vornehmlich durch Bäche gespeist, die von Mičikeli und aus Norden kommen, sowie auch durch unterirdische Quellen, deren bekannteste jene von Dobra Voda (Krio-Nero, Gutes Wasser) ist. Am Fuße des Berges Mičikeli münden in den See von Janjina viele solche unterseeische Quellen und das Wasser des Sees ist da vollkommen klar und durchsichtig.[5]) — Die Entwässerung des Sees von Lapšistas besorgt der Ponor Vojnikovo, dessen Wasser im SW. des Janjina-Beckens erscheint und einen Nebenfluss des Kalamas bildet. Der See von Janjina hat viele Ponore, von welchen im Sommer nur ein einziger vom Wasser erreicht wird. Die Schwankung des Seespiegels beim Hoch- und Niedrig-Wasserstand beträgt »mehrere Fuß«. Im Jahre 1684 und 1685 wurden die Ponore verstopft und das Wasser stieg bis in die Stadt Janjina.[6]) Die Gewässer des Janjina-Sees fließen unterirdisch in den Loru und weiter zum Golf von Arta.[7])

Jedes Karstgebiet zeigt neben den echten Poljen eine Anzahl solcher, welche wir aufgeschlossene Poljen genannt haben; dieselben stellen jetzt große und langgedehnte Thalweitungen dar, welche das Gepräge der echten Poljen an sich tragen. Selbst die hydrographischen Verhältnisse werden nicht allein vom durchfließenden Strom reguliert; es kommen in denselben oft starke Quellen und Ponore vor, wie in den echten Poljen. Sie sind also eine Combination von Thälern und echten Poljen.

---

[1]) Lorenz, Der Vranasee auf Cherso. Peterm. Mitth. 1859 p. 510. [2]) Gavazz. Vransko Jezero u Dalmaciji. p. 11. [3]) A. Boué, Europäische Türkei. I p. 40 u. 41. [4]) Viquesnel, Carte de la Macédoine, d'une partie de l'Albanie, de l'Epyre et de la Tessalie. — A. Boué, Carte de la Turquie d'Europe (geologisch coloriert. Manuscript im k. k. Hofmuseum). — F. Toula, Geol. Übersichtskarte der Balkanhalbinsel. Petermanns geogr. Mitth. 1882. [5]) A Boué, Über die unterirdischen Wasserläufe. Sitzungsberichte d. k. k. Akad. der Wissenschaft. Wien. LXXVII. Bd. p. 1. (Separatabdruck). [6]) Pouqueville, Voyage. vol. I. p. 139 u. 177; vol. II. p. 239. [7]) A. Boué, Europäische Türkei. I. p. 42.

Einige der aufgeschlossenen Poljen sind Thalerweiterungen, welche nie oder selten vom Flusswasser inundiert werden, weil der Fluss sein Bett zu sehr vertieft hat. Wir können Formen dieser Art trockene, aufgeschlossene Poljen nennen. Der Narentafluss in der Hercegovina zeigt eine große Reihe von solchen, welche sich auch durch ihre Süßwasserablagerungen unzweifelhaft als Poljen der in Westbosnien und Hercegovina vorherrschenden Gattung erweisen. Der Vrbas durchfließt das Poljen von Jajce und die poljeähnliche Depression von Jajce bis Ključ; der Unafluss durchmisst drei aufgeschlossene Poljen: jene von Kulen Vakuf, von Bihać und Krupa. Von dem Koranafluss wird auch ein Polje, das Prostčeni Kamen, welches Süßwasserablagerungen enthält, durchflossen. — Eine ganze Reihe von trockenen, aufgeschlossenen Poljen wird von den Karstflüssen der Insel Jamaika durchzogen. Der Great River entwässert drei Poljen: jene von Seven Rivers, von Montpellier und Belvedere.

Manche Poljen sind in der Art aufgeschlossen, dass sie einen oberirdischen Abfluss haben; derselbe hat jedoch die Poljewandung nicht bis zum Boden herab durchschnitten, sodass sich über letzterem ein See erstreckt.

Das westliche Küstengebiet der Balkanhalbinsel[1] und der obere Lauf der Doubs im Juragebirge sind durch viele solche aufgeschlossene Seepoljen charakterisiert, die sich im Jura auf das Bereich der alten Vergletscherung beschränken und vielleicht auch mit demselben im Zusammenhange stehen.

Hiezu gehören:

	Länge	Breite	Tiefe
Lac de Joux[2])	7 — 8 *km*	1200 *m*	31 *m*
Lac de St. Point	6,5 *km*	650 *m*	40,3 *m*
Lac de Brennets	3,3 *km*	150 *m*	26 *m*
Lac de Nantua[3])	2,5 *km*	600 *m*	43 *m*
Ochridasee[4])	28,5 *km*	6 — 12 *km*	180 *m*
Scutarisee[5])	50 *km*	14 *km*	7 *m*
Kastoriasee[6])	8 *km*	Durchmesser	20 *m*

[1] Die Flüsse in Griechenland und im Peloponnes fließen ebenso meist durch aufgeschlossene poljeähnliche Depressionen, wie z. B. der Peneios, der Spercheios, Acheloos und Eurotas. Die 15 *km* lange Ebene von Leukae im Parnongebirge im Peloponnes besitzt noch eine Katavothre, trotzdem dass dieselbe gegen das Meer zu offen ist. — Franz Kraus, Sumpf- und Seebildungen in Griechenland. Mittheil. der k. k. geogr. Gesellschaft 1892, p. 406. [2] Topographischer Atlas der Schweiz, Bl. 297 Le Lieu. [3] A. Delebecque, Atlas des lacs français. Levés en 1891 Pl. 6. Lac de Joux, St. Point und Brennets sind vom Doubs durchflossen, der letztgenannte besitzt überdies unterirdische Abflusscanäle, welche sein Wasser verschlucken (Delebecque, L'étude des lacs dans les Alpes et le Jura français. Revue générale des sciences 1892, Nr. 7, p. 239). [4] Länge und Breite sind nach der Generalkarte von Mittel-Europa 1 : 300.000 (Europ. Orient) gemessen, die Tiefe nach Müller, Albanien, Rumelien und die österr.-montenegr. Grenze 1844, p. 8. Nach A. Boué ist die Länge ca. 31 *km*, die Breite 6,6 *km* und die Tiefe 14—15 Faden (Europ. Türkei I, p. 54). Im Becken sind viele starke Quellen und Ponore sichtbar, und zwar im See selbst, als auch unterm des Klosters des hl. Naum auf der Küste. A. Boué, Über die unterirdischen Wasserläufe. Sitzungsberichte d. k. Akad. LXXVII, p. 8). Der See zeigt Schwankungen, welche 1,5 *m* betragen und welche A. Boué mit Seiches des Genfersees vergleicht (Europ. Türkei, I, 51). [5] Hassert, Der Scutarisee. Globus 1892, Nr. 2, p. 21. Die Tiefe wurde bei niedrigstem Wasserstande gemessen. [6] A. Boué, Europ. Türkei, I, p. 42. Der See wird durch starke Quellen von Izvijak und jene im SW. von Kastoria genährt, weiter durch die Bäche Longos, Sesca und Zuflüsse von dem Kalkberge Vici. Er wird zur Bistrica entwässert.

4. Flüsse, Quellen, Ponore und Estavellen.

Obwohl die Poljen Einsenkungen in der Landoberfläche darstellen und so die Anlagen für Flussläufe bilden, so sind doch die Flüsse kein nothwendiges Attribut der Poljen. Die trockenen hochgelegenen Poljen enthalten in der Regel keinen Flusslauf, wie die Poljen von Njeguš, Brezna und Cetinje in Montenegro. Die Seepoljen besitzen zwar gewöhnlich oberirdische Zuflüsse, doch kommen auch hier Fälle vor, wo sie keine haben, wie der Vranasee auf Cherso.

Von periodisch inundierten werden die einen bloß durch atmosphärische Niederschläge und Quellen inundiert, wie z. B. die Poljen auf den Jonischen Inseln. Die Mehrzahl der Poljen wird vorzugsweise durch Quellwasser inundiert; dies gilt z. B. vom Polje von Glamoč (Glamočko Polje) in Bosnien, wo ein ganzes System von Quellen am Ost- und Westfuße des Homarberges auftritt.[1] Die Füllung des Zirknitzersees besorgen Quellen und 12 Estavellen, dann einige Bäche, von welchen die Oberch der bedeutendste ist. Diese starken Quellen vom Typus der Kephalari sind allgemein bekannt und mit Eigennamen belegt, wie die Estavellen von Vranja Jama und Sucha Dulca im Zirknitzersee, die Dupjakquelle im Kastoriasee und Krio Nero oder Dobra Voda im Janjinasee. Im allgemeinen sind die Flüsse von geringer Bedeutung für die Inundation und nur wenige Poljen werden hauptsächlich durch oberirdische Flüsse überschwemmt. Zu solchen gehören: das Popovo Polje in der Hercegovina, der Pheneossee, welcher durch den Phoniatikobach inundiert wird, dann das Polje von Elmaly in Lykien, welchem der Fluss Ak-tschai den größten Theil des Wassers zuführt. Der Kopaissee soll einzig und allein durch den Kephissos und einige Wildbäche, aber nicht durch unterirdische Quellen, gespeist werden. Man schließt dies daraus, das 1856, als der Seeboden viele Wochen lang trocken lag, in demselben keine Quellen gefunden wurden.[2] Allein es möge bemerkt werden, dass in den Karstländern die Quellen häufig während der Sommermonate vertrocknen, was auch hier geschehen sein kann. Die meisten Flüsse nahen sich den Poljen nicht oberflächlich, sondern brechen aus Höhlen in Gestalt von mächtigen Quellen hervor.

Solche starke Quellen nennt man in Griechenland *Kephalari* oder *Kephalovrysi*, in Frankreich *sources Vauclusiennes*. Eine besondere Art von Quellen kommt aus dolinenähnlichen Gebilden in der Sohle der Poljen, welche zuerst Wasser ausfließen lassen um es später wieder zu verschlucken. Im französischen Jura werden solche Gebilde *Estavellen* genannt. Die Entwässerung der Poljen besorgen Schlundlöcher, welche in Bosnien, in der Hercegovina und in Serbien *Ponore*, in Griechenland *Katavothren*, in Frankreich *puits absorbants*, auf Jamaika *sinks*, in Mähren *Propadany* genannt werden.

Die Quellen sind theils *Spalt*-, theils *Schichtquellen*. Sie treten gewöhnlich dort auf, wo Gehänge und Boden zusammenstoßen, sonst finden sie sich am Fuße isolierter Erhebungen mitten in Poljen. Ihre Anordnung ist, insbesondere in den Poljen von Bosnien und der Hercegovina, oft regelmäßig, indem sie reihenförmig den Fuß der Gehänge begleiten. — Neben diesen gewöhnlichen Quellen treten auch solche in dolinenähnlichen Gebilden auf, welche meist mitten in der Poljesohle gelegen sind. Diese letzteren lassen das Wasser beim starken

[1] Mitth. der Section für Höhlenkunde. 1884. Nr. 2. p. 20. [2] *Supan*, Die Trockenleg. des Kopaissees. Petermanns Mitth. 1889. p. 72.

Regen oder während der Schneeschmelze oft bis zu namhaften Höhen aufschieben. Solche Quellen werden in der Literatur *Speilöcher* genannt. Dieselben sind die Ausmündungen unterirdischer Kanäle, welche aus einem höheren Niveau, beispielsweise aus einem höher gelegenen Polje kommen.

Im Gegensatze zu den Speilöchern sind die *Ponore* Eingänge zu unterirdischen Kanälen, welche in ein tieferes Niveau führen und daher Wasser aufschlucken können. Die Ponore sind hauptsächlich im *unteren Poljeschlusse concentriert*, und zwar befinden sich dieselben in in der Thalsohle selbst, sowie auch an den Gehängen, aber nur in geringer Höhe. Vereinzelte Ponore, insbesondere aber solche von geringer Capacität, welche gewöhnlich Sauglöcher genannt werden, befinden sich meist *im ganzen Polje* zerstreut.

Die Ponore sind entweder *enge Fugen und Spalten*, welche oft für das Auge kaum bemerkbar sind, oder *große Felsponore*, welche auf weite Strecken begehbar sind und deutliche Zeichen der Flusserosion zeigen. Die ersteren Ponore sind in jedem Polje häufig, die letzteren selten, ihre Zahl ist meist auf 5—6 beschränkt. Das Polje von Laas besitzt eine Unzahl kleiner und nur einen großen Felsponor *Golobina* genannt. Das Popovo Polje (Popenpolje) in der Hercegovina zeigt neben vielen kleinen nur zwei Felsponore, einen in der Nähe von Ravno und den anderen am Fuße des Berges Klek. Das Mostarsko Blato in der Hercegovina hat 100 kleine und nur einen Felsponor. Unter den Formen der ersterwähnten Ponore lassen sich zwei Typen unterscheiden.

1. Bloße Spalten und Löcher, welche zahlreich in steinigen Partien der Poljen auftreten und namhafte Wassermengen verschlucken. Solche Fugen befinden sich auch im Bette aller Karstflüsse. In ihnen verschwindet das Wasser der Unz im nördlichen Theile des Planinapoljes, an dieselben gibt auch die Trebinjčica im Popovo Polje ihr Wasser ab. Dieselben werden wir **Sauglöcher** nennen.

2. In dem mit Schlamm und Verwitterungslehm bedeckten Boden der Poljen bilden sich über den Spalten im Kalksteine kleine *Schwemmlanddolinen*, durch welche das Wasser versickert. In vielen Poljen sind solche Schwemmlanddolinen die Hauptponore; der Wasserabfluss geht in denselben langsam vor sich, in Folge dessen *dauert die Inundation längere Zeit*, als in Poljen, welche meist bloße Spalten und Felsponore enthalten. Überdies sind die *hydrographischen Verhältnisse in solchen Poljen unbeständig*. Die Ursache davon sind große Veränderungen, welchen Schwemmlanddolinen ausgesetzt sind; es bilden sich neue, während die Spalten der alten verstopft und mit Schlamm und Verwitterungslehm ausgefüllt werden. Von solcher Beschaffenheit sind die 100 Ponore im Mostarsko Blato in der Hercegovina, dann die Mehrzahl der 28 Ponore des Zirknitzersees.

Die *Felsponore* befinden sich selten in der Thalsohle, dieselbe ist mit losem Material bedeckt und in Folge dessen werden Spalten und Kanäle in Schwemmlanddolinen verwandelt. Die Felsponore sind vielmehr auf die Thalgehänge beschränkt, wo sie in geringer Höhe und meist auch in geringer Zahl auftreten. Alle Felsponore haben eine *trichter- oder schlotförmige Gestalt* wie die Avens. Ihre Dimensionen variieren stark. Der Felsponor Golobina im Laaserpolje liegt 7 *m* über dem Thalboden und misst im Querschnitt ca. 30 m^2. Die Ausgänge der am Gehänge der Poljen mündenden Höhlen sind als

horizontale Felsponore zu betrachten, in welche sich die Karstflüsse verlieren.

Die **Estavellen sind dolinenförmige Gebilde, welche abwechselnd als Spei- und Sauglöcher functionieren.** Solche in Poljen ausmündende Öffnungen stehen mit einem oder mehreren unterirdischen Kanälen in Verbindung, welche nach aufwärts zu einem höher gelegenen, nach abwärts aber zu einem niedriger gelegenen Polje führen. Bei starkem Wasserzufluss kann das Wasser nicht rasch genug durch die unterirdischen Kanäle nach abwärts abfließen; es muss steigen und die Öffnung wird als Speiloch wirken. Beim Eintritt niedrigen unterirdischen Wasserstandes entleeren sich die unterirdischen Kanäle und die Öffnung wird als Ponor functionieren, da jetzt Wasser durch die abwärts verlaufenden Kanäle abfließen kann. **Die Estavellen sind Speilöcher während der Zeit der starken anhaltenden Regen; wenn der Wasserzufluss aufhört, sind sie als Ponore thätig.** Der Zirknitzersee zeigt 12 Estavellen, von welchen die Sucha Dulca und Vranja Jama am Fuße des Javornik die bedeutendsten sind. Den größten Theil des Wassers, welches den Zirknitzersee füllt, liefern diese zwei Estavellen. Sie liegen über dem Thalboden, sodass sie nie verstopft waren und beständig fungierten; nach den Zeugnissen aus dem siebzehnten Jahrhundert ist wahrscheinlich, dass sie zu jener Zeit auf dieselbe Art thätig waren wie jetzt. Im Dromthal im Jura bestehen mehrere Estavellen, aus welchen Wasser bis 2 *m* Höhe emporsteigt, um dann wieder in denselben zu verschwinden. Die große Estavelle **Frais-Puits**, welche 4 *km* südöstlich von Vesoul liegt, misst 20—25 *m* im Durchmesser; nach den Regen von 2—3 Tagen springt das Wasser aus ihr auf und inundiert in kurzer Zeit das ganze Thal bis auf eine Entfernung von 10 *km*. Die Estavelle **Puits de la Brême** in Franche-Comté hat eine trichterförmige Gestalt von 25—30 *m* Durchmesser. In der Regenzeit quillt das Wasser aus derselben 4, 5 ja auch 8 Tage lang fortwährend hervor [1].

Quellen aller Art knüpfen sich an die Ausgänge und Mündungen der Höhlen und weitverzweigten Höhlengänge, welche sich meist **über** der Sohle der Poljen befinden. Die Sauglöcher und Ponore sind Eingänge in die Höhlen, welche **unter** der Sohle der Poljen liegen.

In der That sind diese Höhlengänge in den untersuchten Poljen von Krain gefunden worden. Das Planina Polje besitzt weitverzweigte Höhlensysteme, welche über der Poljesohle liegen und nach Adelsberg und Zirknitz führen; ebenso ist unter der Sohle des Planinapolje ein ganzes System von Höhlen constatiert worden. Dieselben Verhältnisse zeigt der Zirknitzsee, das Ratschnapolje [2] u. A.

5. Die Inundation der Poljen.

Die Grundwasserverhältnisse sind im Kalksteine anders gestaltet als in übrigen durchlässigen Gesteinsarten. In einem losen, durchlässigen Terrain bildet das Grundwasser die Hauptmasse, in welcher Sand und Gerölle eingestreut sind; im Karstterrain ist das feste Gestein die Grundmasse und dazwischen liegen einzelne wasserführende Spalten und Kanäle, welche in Poljen und tiefen Thälern ausmünden.

Die Poljen sind die tiefsten Wannen eines Karstgebietes. Das atmosphärische Wasser wird von kleinen Dolinen, Avens und Light holes

[1] Virlet, »Des cavernes, de leur origine etc.« Avesnes 1836, p. 13, 14.
[2] Kraus, »Die Karsterforschung.« Verh. d. Geolog. R.-A. 1888, p. 145

verschluckt und durch Spalten und unterirdische Höhlen, welche sich über der Sohle des Poljen befinden, demselben zugeführt. Je tiefer ein Polje unter seiner Umgebung eingesenkt ist, eine desto größere Zahl von unterirdischen wasserführenden Kanälen wird dasselbe in sich aufnehmen (Quellen, Speilöcher, Höhlenflüsse, Estavellen;[1]) überdies communicieren die tiefen Polje mit höher gelegenen und empfangen auch von denselben große Wassermassen. Sie haben also einen größeren Wasserzufluss, wie dies der Zirknitzersee im Vergleich mit übrigen höher gelegenen Poljen von Krain zeigt. Es dürfte auch nicht zufällig sein, dass der Boden der Seepoljen des adriatischen Karstes meist unter dem Meeresspiegel liegt, wie der Boden des Vranasees auf der Insel Cherso und des Vranasees bei Zara Vecchia. Der Jezero bei Vrgorac in Dalmatien, welcher auch zu den Seepoljen gehört, liegt tief und nahe der Meeresküste. In der westlichen Hälfte der Balkanhalbinsel kommt noch ein einziges abgeschlossenes Seepolje vor, der Janjinasee, welcher ebenso wie die vorerwähnten tiefer als seine Nachbarn liegt.

Die Grundwasserverhältnisse und die tiefe Lage dieser Karstwannen sind die Ursachen des großen Wasserzuflusses in denselben. Die Abflusskanäle sind diesem enormen Zufluss nicht angepasst. Darin liegt die Ursache der Inundation. Von dem Verhältnisse, in welchem Zufluss und Abfluss stehen, hängt die Intensität und die Dauer der Inundation ab.

Wenn die Ponore, ihrer Capacität nach, größer sind als die Quellen, Estavellen, Speilöcher und Höhenflüsse oder wenn sie denselben gleich sind, haben wir trockene Poljen.

Wenn die Ponore kleiner sind als Zuflusskanäle, werden die Poljen inundiert. Dieses Verhältnis herrscht bei den periodisch inundierten Poljen während der Regenzeit und der Schneeschmelze, später wird der Abfluss größer und das Polje trocknet aus. Durch einige von Dr. Vicentini[2]) berechnete Zahlenangaben sind die Verhältnisse bei Hochwasser in periodisch inundierten Poljen festgestellt. Im Polje von Laas beträgt der Zufluss bei Hochwasser 119 m^3 per Secunde, der Abfluss 17 m^3, im Zirknitzersee beträgt der Zufluss 155 m^3, der Abfluss 85 m^3, im Planinathale ist der Zufluss 79 m^3, der Abfluss 21 m^3. Im Popovo Polje in der Hercegovina[3]) betrug die Wassermenge bei Hochwasser im Jahre 1883, 350 Millionen m^3, der Abfluss in einer Secunde nur 72 m^3. In Folge dessen herrscht die Inundation in diesem Polje oft 8 Monate.

Liegen die Ponore einige Meter über der Bodenfläche des Poljes, so verschlucken sie das Wasser erst, nachdem sie von demselben erreicht werden. Nach dem Hochwasser sinkt der Wasserspiegel in einem solchen Polje unter das Niveau der Hauptponore, dass Wasser wird dann nur von Sauglöchern und Schwemmlanddolinen verschluckt und die Inundation dauert längere Zeit an. Solche Verhältnisse herrschen bei der Mehrzahl jener Poljen, welche den Übergang zwischen den periodisch inundierten und den Seepoljen bilden, wie im Mostarsko Blato in der Hercegovina, im Zirknitzer- und Cepićsee u. a.

Oft wird berichtet, dass periodisch inundierte Poljen außerordentlich große und langanhaltende Inundationen zeigen, durch welche sie zeitweilig in Seepoljen verwandelt werden. Im Planinapolje in Krain

[1]) Daher ist es auch unwahrscheinlich, dass der Kopaissee gar nicht durch Quellen gespeist wird. ²) v. Hauer, Österr. Touristen-Zeitung, III. 1883. p. 25, 27.
[3]) Groller, Das Popovo Polje in der Hercegovina. Mitth. d. k. k. Geogr. Gesellsch. 1889. p. 86.

kommen neben kleinen alljährlich stattfindenden Inundationen auch große vor, bei welchen die ganze Thalsohle inundiert wird und das Wasser 8—12 m ansteigt. Sie finden nur im Laufe längerer Zeiträume statt. Dasselbe wird über die Mehrzahl der Poljen berichtet. Im Laaserpolje haben die größten bekannten Überschwemmungen im Herbste folgender Jahre stattgefunden: 1851, 1872, 1875, 1878 und 1880. Im Zirknitzersee hält sich das Wasser oft 2—3 Jahre ohne vollständig abzufließen, und nach einer Mittheilung von Steinberg aus dem Jahre 1714 ist der See volle sieben Jahre nicht abgelaufen. Das Becken von Vododeč in Südwestkroatien war bis vor kurzer Zeit ein periodisch inundiertes Polje, heute jedoch bleibt dasselbe von den Überschwemmungen frei.[1]) Die Ursachen dieser Inundationen sind folgende:

1. Die Ponore, welche sich in der Sohle befinden, werden verstopft. In diesem Falle bilden sich oft in periodisch inundierten Poljen zeitweilig Seen. Solche Verhältnisse sind oft im Pheneossee eingetreten. Durch Verstopfung der Ponore entstand in der neuesten Zeit in Imotsko Blato in Dalmatien ein See, welcher Jezero oder Blato genannt wird.[2] Der Stymphalossee ist seit der Zeit der französischen Aufnahme stark zusammengeschrumpft.

2. Das normale Verhältnis zwischen dem Zu- und Abfluss wird aus klimatischen Ursachen gestört. In niederschlagsreichen Jahren werden selbst die trockenen Poljen inundiert, wie das Cetinjsko Polje, die periodisch inundierten zeigen eine intensivere und längere Zeit andauernde Inundation. Es ist klar, dass in solchen niederschlagsreichen Jahren die Inundation nicht verhindert wird, wenn die Ponore auch bestens functionieren. Hiedurch kann nur die Dauer der Inundation vermindert werden.

Nach den Angaben, welche bisher darüber bekannt sind, ist es nicht möglich, diese durch Klimaschwankungen verursachten Veränderungen von Aufstauungen zu trennen, welche durch die Verstopfung der Ponore eintreten. Die Schwankungen der Inundationen in den Poljen von Krain, dürften nicht nur auf die Verstopfung der Ponore, sondern wahrscheinlich auch auf Schwankungen der Niederschlagsmenge zurückzuführen sein.

Die zeitweilig länger überschwemmten Poljen führen zu Seepoljen über, bei welchen die Abzugscanäle am Poljeboden nicht bloß zeitweilig nicht mehr genügen, sondern ständig zu klein sind. Dann füllt sich das Polje bis zum Niveau der seitlichen Abflusscanäle, bis an welche die periodisch inundierten Poljen wie der Zirknitzersee nur zeitweilig ansteigen, ständig mit Wasser.

Die Seepoljen zeigen zwei Arten von Schwankungen. Die regelmäßige, alljährliche Schwankung ihres Seespiegels entspricht dem regelmäßigen Gange der Niederschläge, der Inundation und Trockenlegung der periodisch inundierten Poljen. Die Niveauschwankungen dieser Art betragen im Vranasee auf Cherso 3 m, im See desselben Namens bei Zara Vecchia 2 m, im Ochridasee 1·5 m, im Janjinasee »mehrere Fuß«. Eine zweite Art stellen jene Schwankungen dar, welche unregelmäßig eintreten und einen Wasserstand zeigen, der von dem mittleren wesentlich abweicht. Der Janjinasee ist im Jahre 1684 sehr hoch angestiegen. Solche Schwankungen sind, entsprechend jenen der periodisch inundierten Poljen auf die Klimaschwankungen und Verstopfung der Ponore zurückzuführen.

[1]) Tietze, Jahrb. der geolog. R.-A. 1880, XXX, p. 740. [2]) Mittheilungen d. Section für Höhlenkunde. 1885, Nr. 1.

6. Die Eintrittszeit und Dauer der Inundation in periodisch inundierten Poljen.

Die Poljen von Westbosnien zeigen einen hohen Wasserstand vom December bis Mai oder Juni, in einigen dauert die Inundation fortwährend vom December bis August. Das Polje von Livno ist im Winter und Frühjahre überschwemmt. Die Inundation beginnt im December und dauert bis zum Monate Mai, einzelne tief gelegene Partien dieses Polje, wie das sogenannte Busko Blato sind nur im Hochsommer trocken. Dieselben Verhältnisse zeigen auch die Poljen von Glamoč, Duvno, Imotsko (Dalmatien) und Gacko (Hercegovina). Das Thal von Han Prolog ist vom December bis August überschwemmt.[1] *Die Inundation der westbosnischen Poljen ist hauptsächlich durch die Winterregen und Schneeschmelze bedingt.* In den Poljen von Dalmatien und der Hercegovina, welche näher der adriatischen Küste liegen, tritt die Inundation im September, October oder November ein und dauert höchstens bis Juni. Im Popovo Polje (Trebinjenathal) in der Hercegovina dauert die Inundation ununterbrochen vom September bis April, zu welcher Zeit der Rückzug der Inundation eintritt und in einigen Tagen oder Wochen wird der Poljeboden trocken.[2] In den Poljen von Ljubuški in der Hercegovina und von Vrgorac (Rastokpolje) in Dalmatien beginnt die Inundation mit Anfang November und dauert bis April, resp. Mai. Im Mostarsko Blato dauert die Inundation vom November bis Juni. *Die Inundation jener Poljen von Dalmatien und der Hercegovina, welche näher der adriatischen Küste liegen, wird hauptsächlich durch die Herbstregen verursacht.*

In Griechenland und Peloponnes beginnt die Inundation mit dem Monate October und erreicht ihren höchsten Stand im November und December (diese Monate zeichnen sich durch die größte Niederschlagsmenge aus). Die Inundation hält noch in den Monaten Jänner und Februar und fängt dann an rasch zurückzutreten. Von Mai bis September tritt die sommerliche Trockenzeit in Griechenland ein, während welcher die Poljen austrocknen oder ihre Wasserbedeckung wird auf das geringste Maß reduciert. Der Kopaissee macht insoferne eine Ausnahme, dass bei ihm der höchste Wasserstand im März oder April eintritt. Die Poljen auf den Jonischen Inseln werden durch die Herbstregen in die Seen verwandelt, die sich den ganzen Winter über behaupten; oft werden sie, infolge der Temperaturumkehrung, welche in denselben herrscht, mit einer Eisdecke überspannt. Sie entleeren sich im Frühjahre. Dieselben Verhältnisse zeigen die »Yailas« von Lykien, welche im Sommer austrocknen und bebaut werden.

Die Poljen von Krain sind dadurch charakterisiert, dass die Inundation in denselben *mehrmals im Jahre eintritt, den höchsten Wasserstand aber erreicht die Inundation in den Herbstmonaten.*

Ein starker Regen, wie er auch in Sommermonaten hier auftritt, ist imstande, das ganze Becken des Zirknitzersees in zwei bis drei Tagen, ja bei besonderer Heftigkeit in 24 Stunden zu füllen;[3] in 14–25 Tagen wird dasselbe entwässert. Wie der Zirknitzersee wird auch das Polje von Laas oft 2–3mal jährlich inundiert und entwässert. Das

[1] Mittheilungen d. Section f. Höhlenkunde, 1884, Nr. 2, siehe auch die betreffenden Blätter der österr. Specialkarte. [2] Mittheil. d. k. k. geog. Gesellsch., 1889, B. XXXII, p. 80–83.

Račnathal zeigt den höchsten Wasserstand im Herbste, seltener im Hochsommer, dasselbe wird aber auch oft dreimal inundiert. Der Abfluss dauert 14—21 Tage, je nach dem Wetter und der Wasserstandshöhe. Im Gutenfelderpolje, welche dieselben hydrographischen Charaktere zeigt, dauert die Inundation höchstens 3—5 Tage.

Die Wassermengen, welche die Poljen während der Inundation enthalten, sind ungeheuer groß. Das Popovo Polje in der Hercegovina enthielt im Jahre 1883, nach einer Berechnung von Groller, 366 Millionen m^3 Wasser. Die Wassermenge, welche der Zirknitzersee beim höchsten Wasserstande enthält, beträgt nach Vicentini 100 Millionen m^3, die Maximal-Wassermenge bei Überschwemmungen des Planina-Thales erreicht 60 Millionen m^3, diejenige des Laaserpoljes 26 Millionen m^3.

Die hydrographischen Verhältnisse der Poljen sind also eine Folge der klimatischen und orographischen Verhältnisse der betreffenden Karstgebiete. Die Inundation tritt regelmäßig in der Zeit ein, welche durch größere Niederschlagsmenge ausgezeichnet ist. In Krain werden die Poljen während des Hochsommers, insbesondere während der Herbstregen inundiert. In West-Bosnien dauern die Inundationen längere Zeit, sie werden durch die Winterregen verursacht und durch die Schneeschmelze und Frühlingsregen weiter erhalten. Auf den Jonischen Inseln und in Griechenland tritt die Inundation mit den subtropischen Regen ein, welche ihr Maximum im November erreichen. Im Hochsommer trocknen alle periodisch inundierten Poljen aus. Diese normalen hydrographischen Verhältnisse werden durch Klimaschwankungen und Verstopfung von Ponoren gestört.

D. Geologische Structur und Entstehung der Poljen.

Das classische Poljegebiet in Bosnien und der Hercegovina ist nach der Occupation dieser Länder durch österreichische Geologen aufgenommen worden[1], wobei selbstverständlich es sich in erster Linie darum handelte, die großen Züge des geologischen Aufbaues kennen zu lernen, was auch in überraschend kurzer Zeit geschehen ist. Hierbei sind auch manche Thatsachen über die Structur der Poljen erkannt worden. Klar und deutlich erhellt aus der geologischen Karte von Bosnien und der Hercegovina, dass die Mehrzahl der Poljen dem Schichtstreichen folgt. Sie sind daher Hohlformen, die man mit den Längsthälern vergleichen kann. Über das Verhältnis von geologischem Bau- und Oberflächenbeschaffenheit ergeben jedoch die genannten Aufnahmsberichte nur sehr wenig Aufschlüsse. Nach der Karte und den Profilen, welche jene Berichte begleiten, will es scheinen, als ob die drei Haupttypen der Längsthäler, nämlich Antiklinal- oder Aufbruchsthäler, Monoklinal- oder Isoklinalthäler, endlich Bruchthäler auch unter den dortigen Poljen Repräsentanten hätten, während sich für Synklinalpoljen aus Bosnien und der Hercegovina zur Zeit noch kein Beispiel beibringen lässt.

Das Polje von Glamoč liegt in einer Antiklinale von Triasschichten und ist umwallt von Juraschichten. Es kann daher als Aufbruchspolje bezeichnet werden. Auch das Nordende von Nevesinjsko Polje scheint ein solcher Aufbruch zu sein; sein Südende liegt ausschließlich im Kreidekalk.

[1] v. Mojsisovics, Tietze und Bittner, »Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina«. Jhrb. d. geol. R. A. 1880. XXX.

An der Grenze triadischer und jurassischer Kalke liegt das Polje von Kupreš und nach dem von v. Mojsisovics[1] mitgetheilten Profile scheint es in der That ein Isoklinalpolje zu sein.

Einige Poljen sind von schmalen Eocänstreifen begleitet, welche die im wesentlichen flachgelagerten Kreidekalke der Hercegovina und Dalmatien durchziehen, und welche nach Bittner an Stellen von Überschiebungen vorkommen[2], wie z. B. im Polje von Jezero, dann in mehreren aufgeschlossenen Poljen. Auch die Poljen von Laas, Zirknitz und Planina in Krain knüpfen sich nach Stache[3]) an Bruchlinien. Dasselbe gilt, nach Philippson[4]), von den Poljen von Pheneos und Stymphalos in Peloponnes.

Von vielen Poljen der Hercegovina ist die Structur weder aus der Karte noch aus dem Texte zu derselben zu entnehmen. Dies gilt von allen Poljen, die ausschließlich im Kreidekalke gelegen sind. (Das Polje von Livno, das Popovopolje, Mostarsko Blato, Gackopolje u. a.) Das Gackopolje scheint mir nach den wenigen Beobachtungen, die ich anstellen konnte, ein Antiklinalpolje zu sein.[5]

Sehr wesentlich für die Auffassung der Structur der Poljen ist die von v. Mojsisovic und Bittner übereinstimmend berichtete Thatsache, dass diese jungtertiären Schichten der Poljenausfüllung dislociert sind.[6]) Auch das ist ein Verhältnis, welches in den großen Längsthälern der Ostalpen wiederkehrt, wo im Mur-, Mürz- und Drauthal die jungtertiäre Thalausfüllung dislociert worden ist.

Nach diesen Thatsachen waltet kein structureller Unterschied zwischen den großen ostalpinen Längsthälern und den Poljen des adriatischen Karstgebietes ob. Der Unterschied ist lediglich ein morphologischer.

Structur der Poljen von Jamaika. Durch die Untersuchungen von Sawkins ist die Structur der Interior Valleys oder Poljen von Jamaika genauer bekannt worden. Nach zahlreichen geologischen Profilen sind auf Jamaika viele Synklinalpoljen vorhanden, wie diejenigen von Fontabelle, Green Park, Orange Valley, Hyde Hall und Motogany Hall, während zu den Antiklinalpoljen die Luidas Vale und Caal Vallay gehören. Die monoklinalen sind durch das Whitneypolje vertreten.[7]

Nach diesen allerdings noch sehr dürftigen Angaben über die structurellen Verhältnisse der Poljen lässt sich hinsichtlich der Entstehung aussprechen, dass dieselbe in ähnlicher Weise geschehen ist, wie die der großen Längsthäler, nämlich durch das Zusammenwirken von Erosion und Denudation und der Krustenbewegungen. Direkt scheinen letztere in Poljen von Bosnien und Hercegovina kein Polje geschaffen zu haben, es fehlen die Synklinalpoljen. Das nachweisliche Auftreten von Aufbruch- und Isoklinalpoljen lässt auf den hohen Betrag der Denudation schließen, welche nach der Dislocation der Schichten stattfand, und durch welche die Hohlformen der Poljen entstanden. Der Umstand, dass

---

[1] Op. cit. p. 231. [2] Jahrb. d. geolog. R.-A. XXX. 1880, p. 485. [3] Stache, Jahrb. d. geol. R.-A. 1859, p. 272. [4] Philippson, Peloponnes I. p. 146. Verh. d. IX. deutschen Geographentages 1891. Karte. [5] Meine Beobachtungen mussten sich aus mehreren Gründen auf den Boden des Gacko- und Nevesinjsko-Polje beschränken. Ich benütze diese Gelegenheit, um der Regierung von Bosnien und der Hercegovina bestens zu danken für die militärische Begleitung, die sie mir von der montenegrinischen Grenze bis Mostar gewährte, wo ich meine Fußwanderung in der Hercegovina aufgab. [6] v. Mojsisovics, Op. cit. p. 227. Bittner, Daselbst p. 436, 437. [7] James G. Sawkins, Reports on the geology of Jamaica. London 1869.

die jungtertiären in bereits bestehenden Poljen abgelagerten Schichten dislociert sind, beweist, dass die Krustenbewegungen nach Bildung der Poljen noch fortdauerten. Alle diese Momente wirkten auch bei der Entstehung der ostalpinen Thäler, sie also können nicht die Wannenform der Poljen erklären, für letztere ist maßgebend, dass die Poljen im permeablen Kalkgebiete liegen, was Mojsisovics[1] und Tietze[2], allerdings in etwas verschiedener Weise, hervorgehoben haben. Theoretisch kann man sich die Entstehung der Poljen auf verschiedene Weise vorstellen und demnach folgende Typen unterscheiden:

1. Echte Mulden- und Grabenpoljen. Treten Krustenbewegungen, relative Hebungen und Senkungen in Karstgebieten ein, so versiegen in allen gehobenen Gebieten die Flüsse und das Spülwasser wegen der Permeabilität, und es entstehen ungehindert durch die Erosion rein tektonische Wannenformen, wie Synklinal- oder Muldenpoljen; so können auch Grabenpoljen entstehen.

2. Abriegelungspoljen. Durch die Hebung des Landes im unteren Laufe eines Flusses wird die untere Abdachung, nämlich die eines Flussthales mit gleichsinnigem Gefälle, durch einen Querriegel abgeschlossen, da der Karstfluss, dessen Wasser in Sauglöchern und Ponoren versiegt, eine sich hebende Scholle nicht durchsägen kann. Solche Poljen stellen also eine abgeriegelte normale Abdachung dar und sind daher halb tektonischen, halb erosiven Ursprungs.[3]

3. Aufbruchspoljen. Dieselben sind ihrer Entstehung nach mit der Bildung der Aufbruchsthäler wie des Weald und mancher Längsthäler der nördlichen Kalkalpen, analog. Bei der Bildung der normalen Aufbruchsthäler wird die Antiklinale abgetragen und unter einem härteren ein leicht zerstörbares Gestein (die Sandsteine der Weald, die Werfener Schiefer der ostalpinen Aufbruchsthäler) angeschnitten. Der Schichtsattel wird in ein Thal umgewandelt, es entwickeln sich große Längsthäler. In Karstgebieten nun versiegen die Flüsse, welche sich an der Abtragung des Sattels betheiligen, und es bilden sich keine normalen Thäler, sondern abgeschlossene Hohlformen oder Poljen. Die dislocierten Bodenschichten der Poljen von Bosnien und der Hercegovina beweisen, dass nach der Bildung der Poljen die tektonischen Bewegungen fortdauerten und diese können die bereits entstandenen Poljen stark verändert, namentlich erweitert und vertieft haben. Die Poljebildung ist also eine Längsthalbildung, modificiert dadurch, dass das Wasser, welches erodierte und denudierte, in seinem Verlaufe versiegte.

Wie nun in einzelnen Fällen die Entstehung der Poljen zu denken ist, muss durch eingehende Untersuchungen derselben festgestellt werden. Vermuthungsweise möchte ich aussprechen, dass drei Synklinalpoljen von Homala auf Kephallenia, dann die von Fontabelle, Green Park, Orange Valley, Hyde Hall, Mahogany Hall und Rio Hoe auf Jamaika sich direkt auf Krustenbewegungen zurückführen. Die Poljen von Laas, Zirknitz und Planina in Krain, dann diejenigen von Stymphalos und Pheneos im Peloponnes, das Polje von Great De Motte Park im Westen Nord-Amerikas dürften Abriegelungspoljen sein, während die angeführten Isoklinal- und Antiklinalpoljen wohl kaum anders als durch Erosion und Denudation entstanden sein werden.

[1] Mojsisovics, Op. cit., p. 227. [2] Tietze, Zur Geol. d. Karsterscheinungen. Jahrb. d. geol. R.-A. 1880, XXX, p. 756. [3] Der Fluss Arize, welcher in den Höhlen von Mas d'Azil verschwindet, gibt ein ausgezeichnetes Beispiel, wie ein solcher Riegel vom Flusse förmlich durchlöchert wird. — Reclus, Nouvelle géogr. universelle, II. La France, p. 71.

VI. Die adriatische Karstküste.

Im adriatischen Küstenlande und im ganzen westlichen Theile der Balkanhalbinsel stehen die Formen der Küste im innigsten Zusammenhange mit dem Karstphänomen. Die Gliederung dieser Karstküste erscheint überall als eine Resultante aus den Karstformen der Landoberfläche und der positiven Verschiebungen der Strandlinien.

1. Im adriatischen Küstenlande herrscht die longitudinale **Steilküste** vor, welche oft durch Längsbrüche bedingt ist. Infolge der Permeabilität des Kalksteines können die Flüsse nicht die Gebirgsketten durchbrechen. Sie fehlen vollständig oder sind nur durch Bäche vertreten. Die Abspülung spielt eine geringe Rolle. Die Zufuhr von Sinkstoffen ist also an der longitudinalen Karstküste gering, so dass keine Anhäufung von Sedimenten stattfindet. Die Velebitküste des adriatischen Meeres ist eine solche longitudinale Steilküste. Ebenso ist die Küste von Kinuria in Peloponnes als eine geradlinige Steilküste zu bezeichnen; sie ist durch eine Bruchzone verursacht, welche sich in der geradlinigen unterseeischen Rinne des Golfes von Nauplion ausprägt[1]. Stellenweise sind diese Küsten durch Karren ausgezeichnet[2]). Die Küste des Peloponnes ist oft durch eine continuierliche Zone von Karren ausgezeichnet, welche sich in einer Höhe von 7—8 *m* über dem Meeresspiegel befinden und eine rauhere Oberfläche zeigen, als die Karren tief im Lande[3]). Es wurde erwähnt, dass die Küsten von Kephallenia und Ithaka auch stellenweise Karren zeigen.

2. Die **Flachküste** ist in adriatischen Karstgebieten schwach vertreten. Im ganzen adriatischen Küstenlande bis zur Bojanamündung fehlt die Flachküste; dieselbe Erscheinung sieht man auf der Ostküste des Peloponnes. In Süd-Peloponnes und an der albanesischen Küste erscheinen zwei verschiedene Formen der Flachküste.

Die Südküste des Peloponnes besteht aus drei Halbinseln, zwischen welchen lappenförmige Buchten eingreifen; dieselben setzen sich in alluvialen Ebenen fort. Wir haben hier eine »bogenförmig aufgeschlossene Steilküste, durch Felscaps getrennt« (Philippson). Im Hintergrunde der Buchten mündet gewöhnlich ein Fluss oder ein Bach. Solche **Lappenküsten** stehen im Gegensatze zu der Flachküste Albaniens.

Südlich von der Bojanamündung breitet sich eine flache **alluviale Küste** aus, welche von der Bojana, Drin, Matja, Ischmi, Artscher und Dartsch in einzelne Flächen zertheilt ist. Aus dem Sande und Schotter ragen einzelne Felseninseln hervor, welche den Scoglien des adriatischen Meeres analog sind; solche Scoglien sind der Mali Suttel, Pulej, Mali Rč u. s. w. Die **Flussmündungen** schieben sich in das Meer hinaus, während die Flachküste zwischen ihnen **bogenförmig zurücktritt**[4])

[1] Philippson »Peloponnes« II p. 5[illegible]. [2] Hilber, Stud. d. Küstenforschungen zwischen Grado und Pola. Sitzb. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-naturw. Classe Bd. XCVIII. Abth. I. p. 54. [3] Boblaye, Notes sur [illegible] du littoral de la Grèce. Journ. de géol. III. 1831. p. 156. Sig. 4. [4] Seekarten der k. k. Kriegsmarine, Specialkarte Bl. 26.

3. **Einbuchtungen.** Die **Valloni** der adriatischen Küste sind untergetauchte und in Buchten verwandelte Längsthäler, welche entweder an Querküsten ausmünden, wie z. B. die istrischen Valloni oder durch ein Querthal an einer Längsküste geöffnet sind. Die letzteren haben immer eine annähernd elliptische Gestalt, deren große Axe im Schichtstreichen liegt. Diesem Typus gehören die Vallone di Buccari, Vallone di Lussin piccolo u. a. Seltener tritt der Fall ein, dass die Valloni durch zwei Durchbruchscanäle mit dem Meere communicieren; sie sind dann von demselben durch eine schmale Insel getrennt. Der Hafen von Arbe besitzt zwei Canäle, welche die Insel Dolin umsäumen.

Oft greift das Meer in zwei, drei oder mehrere parallele Längsthäler ein und verwandelt dieselben in Buchten. Wir haben es also hier mit Valloni zu thun, welche durch Engen untereinander und mit dem Meere verbunden sind. Zu dieser Gattung gehören die aus drei Valloni zusammengesetzte Bocche di Cattaro. Der Canal zwischen der Südküste der Insel Pago und dem Festlande ist nichts anderes als eine aufgeschlossene, aus fünf Valloni zusammengesetzte Bucht, welche auf einer Seite mit dem offenen Meere auf der anderen mit dem Canale di Morlacca in Verbindung steht.

Die **Valli** sind kleine Buchten, welche dadurch entstehen, dass das Meer zwar das Querthal erfüllt, aber wenig oder gar nicht in das Längsthal eindringt; solche Form zeigt die kleine Bucht von Martinšćica bei Fiume.

Wenn Karstflüsse in die Valloni münden, so werden letztere **entweder mit Brackwasser erfüllt oder durch Sinkstoffe zugeschüttet.** Von der Krka in Dalmatien sind zwei solche Valloni, jene bei Sebenico und bei Prokljan durchflossen, sie stehen mit dem Meere und miteinander durch enge cañonartige Canäle in Verbindung und enthalten Brackwasser. Die Narentamündung bietet ein Beispiel für ein zugeschüttetes Vallone.

Die cañonartigen, tief in das Land eindringenden Buchten, welche wir in der Fortsetzung der Karstthäler in Istrien finden, sind die untergetauchten Partien derselben. Diese Buchten finden also am Lande ihre unmittelbare Fortsetzung. Im Arsathale reicht das Meer etwas bis über Vereinigungsstellen mit dem Valle Carpano hinaus. Die landeinwärts gelegenen Partien beider Thäler befinden sich nur wenig über dem Meeresspiegel und nahezu im Grundwasserniveau. Analoge Verhältnisse zeigen auch die zwei anderen Flüsse der südistrischen Karstplatte. Beide bestehen aus einem untergetauchten Theile und einem zweiten, dessen Boden nahe bis zum Grundwasser hinabreicht. Alle diese Flüsse führen wenig Sinkstoffe, sie können daher dem Eingreifen des Meeres nicht entgegenwirken.[1]

In der Gliederung der Karstküste sind also zweifache Formen zu unterscheiden. 1. **Die Senkung überwiegt,** die Sinkstoffe, welche die Flüsse führen, sind so unbedeutend, dass sie der Senkung kein Gleichgewicht halten können. In diesem Falle haben wir entweder eine **steile Längsküste** oder eine Karstküste **durch untergetauchte Landformen** charakterisiert, welche wir ihrer Form nach Valloni, Valli

[1] Es sprechen keine Anzeichen dafür, dass diese Buchten einen fjordähnlichen Charakter besitzen wie Hilber annimmt (Op. cit. p. 57); die Schwelle, welche am Ausgange des Leme-Canals vorhanden ist, besteht aus Sand und Schlamm. Sie haben alle Charaktere eines Karstthales. Es scheint mir, dass zu ihrer Erklärung keine Höhlenerosions-Theorie nothwendig ist, wie Hilber (Op. cit. p. 58) meint.

und untergetauchte cañonartige Karstthäler genannt haben. 2. Die Senkung wird von der Accumulation überwogen; es entstehen dadurch verschiedene Formen der Flachküste und die zugeschütteten Valloni.

4. Im Einzelnen zeigt die Karstküste entweder untergetauchte kleine Formen der Karstoberfläche oder solche, welche durch die Wirkung der Brandungswellen erzeugt sind.

Untergetauchte und submarine Dolinen. Die kreisrunden oder elliptischen kleinen Buchten, welche oft durch enge Canäle mit dem Meere verbunden sind, stellen meist untergetauchte Dolinen dar; nebst der Form stimmen ihre Tiefenverhältnisse mit jenen einer Doline überein. Solche untergetauchte Dolinen sind der Lago Grande und Lago Piccolo am südöstlichen Ufer der Insel Meleda. Die ersterwähnte Bucht, welche eine Tiefe von 22 *m* zeigt, ist mit dem Meere durch einen 2—3 *m* breiten, kurzen Canal verbunden,[1] ein Canal von gleichen Dimensionen verbindet denselben mit dem kleinen, ebenso trichterförmigen Lago Piccolo. Der Hafen von Prilu a im Norden des quarnerischen Golfes dürfte auch eine untergetauchte Doline sein. Auch die Chiusa bei Pomer in Istrien scheint hieher zu gehören.

Die Bucht von Keri auf der jonischen Insel Zante ist nach J. Partsch eine untergetauchte große Doline.[2]

Die Bucht von Vurha an der Halbinsel Argolis ist eine vom Meere bedeckte große Doline. Auf dem Peloponnes kommt noch eine große Anzahl solcher untergetauchten Dolinen vor, schlauchförmige Einfahrten führen zu dieser kleinen runden Bai Portochelion beim Cap Matapan, Keladia an der Halbinsel Argolis, die Bucht von Zarax an der Ostküste Moreas stellen untergetauchte Dolinen dar.[3]

Die Rhede von Poros auf der Halbinsel Argolis, dann die Bai von Navarino sind untergetauchte Dolinen mit zwei Eingangscanälen.[4]

Im quarnerischen Golfe sind submarine trichter- und brunnenförmige Dolinen vorhanden. Eine derselben befindet sich bei Moščenica und misst bei einer Tiefe von 70 *m* nur einige Meter im Durchmesser. Die andere liegt nahe der Hafeneinfahrt von Ika in Istrien und hat etwas kleinere Dimensionen.[5] Es scheint, dass im Quarnerischen Golfe viele solche Dolinen an Stellen vorkommen, wo das Süßwasser aus den Spalten am Grunde des Meeres hervorquillt.

Blaslöcher (Blow Holes) an der Karstküste. Darunter verstehen wir Schlote, welche hart an der Karstküste erscheinen und meist mit dem Meeresspiegel in Verbindung gebracht worden sind.

a. Durch die mechanische Erosion und Auslaugung des Kalksteines entstehen an der Karstküste Schlote, welche mit ihrer unteren Öffnung im Meeresniveau, mit ihrer oberen aber nur 2—3 *m* über demselben liegen. Bei jeder Bewegung dringt das Meerwasser in die untere Öffnung hinein und erscheint hervorquellend an der Oberfläche. Die Welle zieht sich zurück, das Wasser fließt durch die untere Öffnung wieder ab. Viele solche Blaslöcher habe ich an der Küste von Kagusa beobachtet. Sie werden in der serbischen Sprache Rikavica (brüllende Löcher) genannt. Auf der Insel Meleda hat solche Gebilde P. Partsch beobachtet.[6]

[1] P. Partsch, Das Detonationsphänomen auf der Insel Meleda p. 5. Seekarte d. k. k. Kriegsmarine. [2] J. Partsch, Die Insel Zante p. [illegible] 187. [3] Philippson, Peloponnes, II., 513. [4] Philippson, Peloponnes, II., 513. [5] Lorenz, Physikalische Verhältnisse im Quarnerischen Golfe 1863, p. 32 und 52. [6] Das Detonationsphänomen auf der Insel Meleda p. 6.

Etwas anders gestaltet sind die Blow holes, welche Woods[1] in Korallenkalken von Süd-Australien beobachtet hat. In der Guichen Bay sind Höhlen im Meeresniveau vorhanden. Durch den Anprall der Wellen bilden sich an der Decke in den Höhlen schlotförmige Öffnungen, durch welche das Meerwasser an die Oberfläche gelangt.

b) Die Karstschlote sind mit dem Meere in Verbindung gebracht. Ihre Öffnung liegt 5—10 *m* über dem Meeresspiegel, so dass das Wasser bis zur oberen Öffnung nicht vordringen kann. Es dringt bis zu einer gewissen Höhe in den Schlot hinein, die Luft wird mit außerordentlicher Heftigkeit bald ausgestoßen, bald eingesaugt. Solche Blaslöcher befinden sich an der Südküste von Meleda, unweit Babino Polje. Das Brausen dieses natürlichen Gebläses soll bei hochgehender See manchmal so stark sein, dass man es auf eine Entfernung von ½ Stunde hört.[2] Boblaye hat an der Karstküste von Peloponnes, insbesondere bei der Citadelle von Nauplion Blow holes constatiert.[3]

Die Höhlen und Meermühlen an der Karstküste.

An der Karstküste treten im Meeresniveau Höhlen auf, welche durch mechanische und chemische Erosion der Brandungswellen oder durch die vereinigte Thätigkeit des Meer- und Sickerwassers entstanden sind. In einer Höhe, bis zu welcher die Brandungswellen hinaufsteigen, befinden sich an mehreren Stellen der Karstküste von Peloponnes zahlreiche Höhlen, welche passend Küstenhöhlen genannt werden können. Dieselben haben einen breiten und hohen Eingang, landeinwärts aber sind sie immer enger und besitzen glatte Wände.[4] Seltener sind das tief ins Land eindringende Höhlen, welche die Küste im Meeresniveau umsäumen. Die Insel Sphakteria besitzt eine circa 15 *m* hohe Höhle, welche das Meer mit dem kleinen Hafen verbindet; in dieser Höhle haben wir also ein Naturthor im Meeresniveau.[5] An der adriatischen Karstküste kommen auch Höhlen vor; zu den tiefsten, welche ich beobachtet habe, gehören die Betahöhle bei Ragusa, dann die bekannte Aesculaphöhle bei Ragusa Vecchia, welche auch an Stalaktiten reich ist. Die Höhle auf der Insel Busi soll auch sehr tief und an Stalaktiten reich sein.[6] Auf der Insel Meleda befinden sich mehrere kleine Höhlen am Meeresufer; insbesondere ist die Südküste von Meleda durch dieselben ausgezeichnet.[7]

An der Karstküste von Süd-Australien kommen oft geräumige Höhlen im Meeresniveau vor;[8] ebenso befinden sich an mehreren Stellen der atlantischen Kalksteinküste Höhlen, von welchen nicht eine so tief ist, dass die rückwärtige Wand ins Dunkle gehüllt wäre.

An der Karstküste kommen oft Stellen vor, an welchen das Meerwasser oberirdisch in die Schlote und Klüfte einströmt. An der Spitze der Landzunge von Argostoli auf der Insel Kephallenia dringt das Meerwasser 30—40 *m* ins Land und verschwindet in den Klüften des Gesteines; an diesen Stellen sind die berühmten Meermühlen von Argostoli angelegt. Die Klüfte nehmen nur ein bestimmtes Maß Wasser auf. Jeder Überschuss verursacht einen Rückstau. Andererseits wurden die Becken, die man am Ende der vom Meere ausgehenden Canäle

[1] Woods »Geological Observations in South Australia London« 1862 p. 169. [2] Partsch, Op. cit., p. 6. [3] Puillon Boblaye, Journal des géol. III. 1831 p. 150; siehe Fig. 4. [4] Boblaye, Op. cit., p. 151 u. 152. [5] Boblaye Op. cit. p. 153. [6] Luka Lucić, »Bisovska špilja« Busihöhle. Vienac 1889, p. 798. [7] P. Partsch »Das Detonationsphänomen«, p. 4. [8] Woods, »Geol. Observations in South Australia«, p. 169.

ausgegraben, auch nicht völlig trocken, wenn man den Zufluss von der See aus absperrte, sondern das Wasser stand dann in ihnen still in einem beständigen Niveau 1,5 *m* unter dem Spiegel des Meeres. Dieselbe Beobachtung wurde an einer Stelle des östlichen Ufer, die den Namen Vlicha führt, gemacht; das eindringende Meerwasser kommt zum Stehen in einer Höhe von — 1,5 *m*. Das Grundwasser liegt in solcher Tiefe. An der Ostküste der Landzunge von Argostoli liegt ein Platz, an der westlichen mehrere, an denen derselbe Vorgang sich vollzieht.[1])

Lorenz hat einen Schlot zwischen Abbazia und Lovrana gefunden, welcher das Meerwasser einsaugt. Er bildet ein Seitenstück zu jenen von Argostoli.[2])

Philippson[3]) hat an der Karstküste von Peloponnes mehrere solche Klüfte beobachtet, in welche das Meerwasser einströmt.

5. Reichthum der Karstküste an Küsten- und submarinen Quellen.

Die Karstküste zeichnet sich durch einen besonderen Reichthum an Quellen aus, welche zweifacher Art sind: die Quellen, welche hart an der Küste erscheinen, und submarine Quellen. Alle diese Quellen sind wasserreich, oft ganze Flüsse, besitzen eine niedrige Temperatur, welche weit hinter der mittleren Temperatur der betreffenden Orte zurückbleibt: einige der submarinen Quellen steigen auch hoch hinauf.

Der Karst oberhalb Fiume entbehrt gänzlich der Quellen; ebenso ist er an Flüssen arm. Oberirdisch fließt dem Adriatischen Meere zu die Fiumera bei Fiume, dann einige oft trockene Flüsschen und Bäche wie die Bäche von Martinšćica, Crkvenica und Novi. Das ganze atmosphärische Wasser, welches dem Karstplateau zukommt, erscheint erst an der Karstküste in zahlreichen Quellen. Dieselben kommen auf der ganzen Zone von Kandrida an der Grenze gegen Istrien bis Povilje an der entgegengesetzten Küste vor,[4]) auf einer Zone also, welche mehrere Kilometer misst; besonders wasserreich sind die Quellen im Golfe von Buccari und an der Fiumaner Küste. An der istrianischen Küste treten ebenso zahlreiche Quellen zwischen Ika und Ičiči hervor.[5]) Auch weiter gegen Süden trifft man an der adriatischen Küste überall zahlreiche, starke Quellen. Die Omblaquelle bei Ragusa, das wasserreiche Flüsschen in Cattaro, die Rieka in Montenegro, neben anderen weniger starken. Überall tritt auch deutlich ein Gegensatz auf zwischen diesem wertlosen Überfluss am Wasser hart an der Karstküste und der vollständigen Quellarmut des weiten, unmittelbar über diesem Ufer emporstrebenden Berglandes.

Eine große Zahl von submarinen Süßwasserquellen befindet sich am Meeresgrunde des quarnerischen Golfes.[6]) Die submarinen Quellen bei Ika und Mošćenica an der istrischen Küste haben wir schon erwähnt.[7]) Solche submarine Quellen sind auch an einigen Stellen zwischen Fiume und Volosca, dann an der Küste bei Senj bekannt.[8]) Die Quellen erscheinen auch auf den Inseln, insbesondere zahlreich aber in den Depressionen, deren Boden unter dem Meeresspiegel liegt. Der Vranasee

[1]) J. Partsch, »Kephallenia und Ithaka«, p. 22. [2]) Lorenz, Jahrb. der geol. R.-A. 1866, Verhandl. p. 66. [3]) Philippson, »Peloponnes«, II, p. 485. [4]) Lorenz, »Die Quellen des liburnischen Karstes und der vorliegenden Inseln«. Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. III, p. 103. [5]) Lorenz, Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. III, [illegible] [6]) Lorenz, »Physikalische Verh. des quarnerischen Golfes«, p. 53. [7]) Lorenz, Ib. p. 32. [8]) Tietze, »Der geol. Bau der österr. Küstenländer«, Ausserordentliche Beilage zu den Monatsblättern des wissensch. Club in Wien. 1885. VI. Jahrg. p. 34.

auf der Insel Cherso ist, wie schon erwähnt, mit Quellwasser erfüllt. Das Süßwasser des Sees zeigt am Boden eine Temperatur von 6,4° C., an der Oberfläche von 9.4° C.[1])

Die Karstküste von Peloponnes ist durch unzählige Strandquellen charakterisiert; dieselben sind oft salzig.[2]) Die submarinen Quellen kommen oft längs der Küste von Argolis vor; zu solchen gehört auch die starke Quelle Dine bei Astros. Es ist von besonderem Interesse, dass die französische Expedition einen submarinen, deutlich erkennbaren Fluss constatierte; derselbe wird Anavolo genannt und entspringt am Meeresboden 300—400 *m* weit von der Küste.[3])

Auf der Karstküste von Kephallenia kommen submarine und süße und salzige Strandquellen vor. Vor der Ostküste von Erisos sollen mehrere submarine Quellen vorhanden sein. Eine solche steigt im Hafen von St. Euphemia, in der Nähe des Südwestufers empor. Besonders quellreich ist aber der Uferrand des Golfes von Samos.

Einen solchen Reichthum zeigt auch der östliche Ufersaum der Bucht von Argostoli: vom Anfang der Bucht bis an den Hintergrund von Kutavos entspringen nicht weniger als 18 Quellen, und zwar hart (oft nur 2—3 Decimeter) über dem Meere.[4])

Die Karstküste des Golfes von Spezia in Italien zeigt zahlreiche und starke submarine Quellen, welche in der Richtung NW—SO angeordnet sind; darunter ist auch die bekannte starke Quelle Pola de Cadimare, deren Wasser 18 *m* aufspringt.[5])

VII. Die Verbreitung des Karstphänomens.

Im Folgenden geben wir eine Übersicht über das Auftreten des Karstphänomens der Kalke der einzelnen geologischen Systeme. Auf eine Vollständigkeit erhebt dieses Capitel keinen Anspruch; viele einschlägige Beobachtungen dieser Art, welche in den Werken fremden Inhaltes, wo man sie nicht vermuthen kann, oder in den Berichten über die geologische Aufnahme einzelner Länder enthalten sein dürften, sind uns wahrscheinlich entgangen. Aus dieser Zusammenstellung wird aber doch ersichtlich sein, inwieweit die Entfaltung des Karstphänomens von dem Alter, von der Beschaffenheit und von den tektonischen Verhältnissen der Kalksteine beeinflusst wird.

Silur. In silurischen Kalksteinen von Ösel, Livland und Esthland sind Dolinen und Schlundflüsse, weiter unterirdische wasserführende Höhlen constatiert worden.[6]) Dolinen und Höhlen kommen auch im silurischen Kalksteine im Staate New-York in Nord-Amerika vor.[7]) Die silurischen Schichten in den baltischen Provinzen, sowie auch jene in Nord-Amerika haben eine horizontale oder fast horizontale Lage.

[1]) Lorenz. »Der Vrana-See auf Cherso«. Petermanns Mittheil 1859 p. 510. [2]) Philippson. »Peloponnes«, II p. 494. [3]) Expédition scientifique de Morée. T. II, 2, p. 325. [4]) Partsch, »Kephallenia und Ithaka«. p. 20. [5]) Daubrée. »Les eaux souterraines à l'époque actuelle«, I, p. 360. Auch die Südküste von Frankreich zeigt stellenweise Süßwasserquellen, welche dolinenähnlichen Vertiefungen entspringen (E. Fournier. »Esquisse géol. des environs de Marseille«. 1890, p. 13). [6]) Schmidt, »Untersuchungen über die silurische Formation von Esthland, Livland und Ösel.« Dorpat. 1857, p. 89. Eichwald, »Bull. de la Soc. des natur. de Moscou.« 5, 27 p. 65. [7]) Fruwirth. »Die Höhlen der Vereinigten Staaten in Nord-Amerika.« Petermanns Mitth. 1888, p. 203.

Devon. In den bituminösen devonischen Kalksteinen von Mähren kommen echte Dolinen vom Typus der Light holes (Macocha), die bekannten Höhlen von Sloup u. a., sowie der unterirdische Lauf der oberen Punkwa vor.[1] Im Kalke derselben Formation sind auch die Höhlen von Devonshire in England[2] und die mit rothem Lehm oft vollständig ausgefüllten Dolinen Belgiens;[3] auch die Ebingeroder Devonmulde im Harz zeigt Karsterscheinungen in Devonischen Korallenkalken.[4] Die Hermannshöhle bei Rübeland, dann die Biels- und Baumannshöhle liegen in diesem Kalksteine. Im devonischen Kalksteine liegen auch die geologische Orgeln von Burtscheid,[5] welche stellenweise leer sind und Oberflächenformen darstellen. Die Karsterscheinungen in den Gouvernements Nizni-Nowgorod, Ufa und Perm befinden sich wahrscheinlich auch auf Devonkalk,[6] auch die Kalke derselben Formation im Staate Jowa[7] und in Brasilien zeigen Karstphänomene.

Kohlenkalk. In den subcarbonischen Kalksteinen von Belgien,[8] Nordengland[9] und Irland[10] kommen Vallées d'effondrement, Swallow holes, Höhlen, im letzteren Lande auch Dolinenseen und unterirdische Flüsse vor. In den Gouvernements Tula und Rjasan in Russland sind im Kohlenkalke zahlreiche mit Zersetzungslehm ausgekleidete, oft sumpfige Dolinen eingesenkt.[11] Im westlichen Theile des großen Kohlengebietes von Nord-Amerika ist das untere Carbon durch Kohlenkalke vertreten, in welchem Karsterscheinungen vorkommen. Es gehören hieher die sink holes, und der bekannte Lostriver in Hardin county (Kentucky) und die sink holes, pools und weitverzweigten Höhlen von Virginia und Indiana.[12] In Carbonkalk sind auch die sink holes am Kaibabplateau im Westen Nordamerikas eingesenkt.[13]

Dyas. Nur in jenen Gebieten, wo die oberen Glieder der permischen Formation durch tonige, dichte Kalksteine (Zechstein) vertreten sind, können sich Höhlen und geologische Orgeln finden. In der Zechsteingruppe des deutschen Dyas und zwar in jenem Gliede, welches durch Zechstein und zellige Dolomite (Rauchwake) vertreten ist, kommen beide Gebilde vor.[14] Es ist mir nicht bekannt, ob dieselben auch im

[1] Makowsky, »Die geol. Verh. der Umgebung von Brünn 1884«, Trampler, »Die Macocha« XXXVI. Jahresbericht der Wiener Communal-Oberrealschule 1891. Wankel, »Bilder aus der mährischen Schweiz«, Wien, 1882 p. 173–183. Kriz, Jahrb. der geol. R.-A. Mittheilungen der Section für Höhlenkunde 1882 N. 2 p. 10, 1884, N. 1, p. 1, 1886 N. 1, p. 1. [2] Dawkins, »Die Höhlen und die Ureinwohner Europas«, 1876. [3] Van den Broeck, »Mémoire sur les phénomènes d'altération 1881« p. 55. [4] Kloos, »Die Hermannshöhle bei Rübeland«, Weimar, 1889. [5] Nöggerath, »Neues Jahrb. für Mineralogie« 1845 [illegible] [6] Muškètov, »Physikalische Geogr.« II. 221–222 in russischer Sprache. [7] Hall, »Survey of the State of Jowa« 1858, p. 130. [8] Van den Broeck et Rutot, »Bull. de la Soc. belge de géologie« T. II 1888 p. 9. [9] John Phillips, »Manual of geology« p. 1885, p. 682. [10] Daubrée, »Les eaux souterraines« I p. 351. Hull, »The physical geol. and geogr. of Ireland« London 1878 p. 198. [11] Auerbach, »Über einen in der Nähe von Tula stattgefundenen Erdfall 1854« p. 261, 262, 267 und 269. [12] Owen, »Report of the geolog. Survey of Kentucky 1856« p. 84. — »Second Report of the geol. Survey of Kentucky 1857«, »Third Rep. of the geol. Survey of Kentucky 1857«, p. 67. — Cox, »Fifth Annual Report of the geol. Survey of Indiana« p. 261. — »Seventh Annual Rep. of Indiana« p. 224. — Daubrée, »Les eaux souterraines« I. p. 366. [13] Dutton, »Tertiary History of the grand Cañon District« p. 192 and 194. [14] Gutbier, »Die Versteinerungen des Zechsteines und Rothliegenden« 1849. II p. 4. — Penck, »Die Geschiebeformation Norddeutschlands« Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1879, p. 131. — Credner, »Elemente der Geol.« 1883 p. 524. Von ganz anderer Natur sind die Erdfälle und Höhlen im oberen Zechstein bei Langenhausen, [illegible] [illegible] u. s. w.; sie stehen in Zusammenhang mit den Gyps- und Salzeinlagerungen, durch welche die obersten Glieder der Zechsteingruppe charakterisiert sind.

Magnesian Limestone des englischen Dyas verbreitet sind. In Brasilien kommen Karsterscheinungen in Kalksteinen vor, welche dem deutschen Zechstein ähnlich sind.[1])

In den Kalkgebirgen östlich von Chonsar in Persien, welche zum Theil aus palaeozoischen Kalksteinen bestehen, fand Tietze ausgesprochene Karsterscheinungen.[2]

Trias. Das Karstphänomen ist vorzugsweise an die alpine Entwickelung der Trias gebunden, in welchem die thonigen, mergligen und sandigen Gesteine des Keupers durch mächtige Kalke und Dolomite vertreten sind. Die Dolinen, Höhlen und die Karstthaler vom Todten Gebirge,[3]) vom Dachstein,[4]) vom Tennen-, Hagengebirge, vom Steinernen Meere[5]) und Untersberg[6]) sind meist im Dachsteinkalke, seltener im Hauptdolomite eingesenkt; in denselben Kalksteinen kommen die Dolinen und Karstthaler der südlichen Kalkalpen, insbesonders der Julischen Alpen[7]) vor. Eine breite Zone von Hallstatter und Guttensteiner Kalken zweigt von den Ostalpen beim Laibacher Senkungsfelde ab und setzt sich in südöstlicher Richtung in das Dinarische System fort; sie ist von Kreide- und Eocänkalksteinen umgeben. In dieser Zone erreichen die Karsterscheinungen die größte Mannigfaltigkeit; neben einer ungeheuren Anzahl von Dolinen treten in diesen Kalksteinen auch Poljen auf, wie diejenigen von Laas, Zirknitz und Planina. Die Hallstatter und Guttensteiner Kalke ziehen gegen Südost fort und betheiligen sich am Aufbau des Velebit- und Pljesivicagebirges in Südwest-Kroatien, wo die Karsterscheinungen ebenso intensiv entwickelt sind.[8]) In Bosnien und der Hercegovina,[9]) sowie auch in Montenegro findet man Dolinen, blinde Thaler, Poljen und Höhlen in triadischen Kalken und Dolomiten; in letzterem Lande treten zwei Zonen von triadischen Kalken auf, jene von Vir-Basar im SW und jene von Durmitor im NO, welche besonders intensiv verkarstet sind.[10]) Es scheint, dass sich diese triadischen Kalke auch weiter nach Süden in den Karst von Albanien und Macedonien fortsetzen.[11])

Im Muschelkalk sind zahlreiche Dolinen und Höhlen in Württemberg eingesenkt.[12])

Juraformation. In den horizontal gelagerten jurassischen Kalken der Causses der Cevennen sind die Karsterscheinungen typisch ausgebildet; es treten dort Dolinen, Avens, Light holes und Höhlen mit

[1] Lind, »Fossile Säugethiere in den Höhlen Brasiliens« Neues Jahrb. für Mineralogie, 1840 p. 210. [2]) Tietze, »Zur Geologie der Karsterscheinungen« Jahrb. d. geol R.-A. XXX. p. 741 [3]) Geyer, »Über jurassische Ablagerungen auf dem Plateau des todten Gebirges« Jahrb d. geol. R.-A XXXIV 1884 p. 336 [4] Simony, »Die erosierenden Kräfte im Alpenlande« Jahrb d. österr. Alpenvereines 1871. — Bericht über die Mitth von Freunden der Naturwissensch. in Wien 1847. I p. 217 [5] Penck, »Das Land Berchtesgaden« Zeitschr d deutschen und österr. Alpenvereines 1885 p 28 und 29. [6] Fugger, »Der Untersberg« Zeitschr d deutsch-österr Alpenvereines 1880 [7]) Diener. Jahrb d geol. R.-A 1884, p 683 u 684 [8]) Die reiche Literatur welche diese Gebiete betrifft, ist bei einzelnen Capiteln dieser Arbeit berücksichtigt [9] v. Mojsisovics, Tietze und Bittner, »Grundlinien der Geologie von Bosnien-Hercegovina« Jahrb. d. geol R.-A. d Section für Hohlenkunde 1884 Nr 2, 3 u 4, 1885 Nr. 1 u 2; Glasnik zemaljskog museja Schriften des bosnisch-herzegovinischen Landesmuseums Jhrg 1889 1892 [10] Tietze, »Geol Übersicht von Montenegro« Jahrb d. geol. R.-A XXXIV 1884. Bela von Inkey, »Geol Reisenotizen von der Balkanhalbinsel« Földtani Közlöny. XVI 1886 p 153; Rovinski, Černogorija, va eja proslom i nastoiastem.« I Bd. 1888 [11] Die Arbeiten von A Boué insbesonders »Mineralog geogr. Detail« Sitzb. d k Akad [12]) »Das Königreich Württemberg«. Herausgegeben von dem kgl. statist.-topogr. Bureau. Stuttgart 1882, p. 312.

unterirdischen Flussläufen auf.[1]) In den Departements von Lot (Gouffre de Bèdes), Jura, Doubs, Haute-Saône, Côte d'Or, Aube und Charente kommen zahlreiche Dolinen und Höhlen vor.[2])

Die Umgebung von Avignon, insbesondere der Mont Ventoux, zeigt zahlreiche Karstphänome: Dolinen, Avens, sources vauclusiennes und Sackthäler wie Sorges.[3])

Im Departement Yonne kommen die Dolinen in Bathonien, Oxfordien und Corallien vor, sind 10–12 *m* tief und oft vollständig mit terra rossa erfüllt.[4])

In den Kalken des schweizerischen Jura finden sich Karsterscheinungen.[5]) Das Lojagebirge in Süd-Spanien besteht aus liassischen Kalken und stellt ein echtes Karstgebirge dar. Das blinde Thal von Zaffaraya in diesem Gebirge ist von einem wasserarmen Schlundflüsschen durchflossen. Dieses ganze Gebiet dürfte unterirdisch zum Guadalquivir entwässert werden.[6]) Die Höhle Kirkdale in Yorkshire in England befindet sich im Jurakalk.[7]) Die todten und blinden Thäler, dann die Höhlen und Wetterlöcher der fränkischen Alb sind in jurassische Kalksteine, insbesonders in Felsen (Marmor-) Kalke und Frankendolomit eingesenkt.[8])

Bei Battenau, östlich von Geißlingen, auf der Alb kommen große Dolinen vor, welche eine Länge von 1 *km* besitzen. Es wird auch eine »Mulde« erwähnt, welche weit größere Dimensionen zeigt und poljeähnlich aussehen dürfte.[9])

In der Oolithformation des Jailagebirges auf Krim sind zahlreiche oft große Dolinen und Höhlen verbreitet.[10])

Kreide. Die untere und mittlere Kreide ist in England bekanntlich durch Glaukonitmergel (Lower and upper greensand), die obere durch die Schreibkreide vertreten, welche oft durch die tertiären Sande und Thone verdeckt ist. In der Schreibkreide sind Sand and gravel pipes eingesenkt, stellenweise aber kommen hier auch Dolinen (Swallow holes) vor. Dieselben Charaktere zeigt die Kreide des Pariser Beckens. Von England und Frankreich aus lässt sich dieser Typus der Kreideformation durch Belgien, Westphalen, das nordwestliche Deutschland, Oberschlesien, Polen und Galizien verfolgen. Oft ist dieselbe durch tertiäre und diluviale Bildungen überlagert. Wie dargelegt wurde, treten in dieser Kreide geologische Orgeln auf. Die südliche Facies der Kreideformation ist durch Caprotinen- und Rudistenkalksteine vertreten; sie ist durch intensivste Entwicklung des Karstphänomens ausgezeichnet, so dass auf ein Gebiet der südlichen Kreide zuerst der Name Karst angewendet

---

[1]) Martel, »Les nouvelles grottes des Cévennes« Bull. de la Soc. Languedocienne de géographie 1889. T. XII. I und II Trimestre. — »Sous terre« Revue de geographie Decembre 1889, p. 426. — »Les Cévennes« p. 359. — »Annuaire du Club Alpin Franç«. 1890. XVII, p. 166. — De Launay et Martel, »Note sur quelques questions rélatives à la géol. des grottes et des eaux souterraines« Bul. de la Soc. geol. de France. XIX. 1891, p. 142. [2]) Daubrée, »Les eaux souterraines« I. p. 296, 304–345. [3]) Charles Lentheric, »Le Rhône«. II p. 196–209. [4]) Van den Broeck, »Les phénomènes d'alteration«. p. 56. [5]) Siegfried, »Der schweizerische Jura«. Zurich 1851, p. 124, 126, 143 und weiter. Daubrée, »Les eaux souterraines« I. p. 345. [6]) Fouqué, Michel Lévy etc. »Mission d'Andalousie« »Etudes relatives au tremblement de terre«. »Mémoires presentés par divers savants à l'académie des sciences« III 1889, p. 521. [7]) Boyd Dawkins, »Die Höhlen und die Urbewohner Europas«. [8]) Gümbel, »Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete«. 1891. p. 45, 46. [9]) »Das Königreich Württemberg« p. 312. [10]) Toula, »Eine Krimreise«. Deutsche Rundschau f. Geographie u. Statistik. XI. 8, 1889, p. 349; die Karte von Oberst Betew von 1855. B. NO, A2.

wurde. Bereits in Süd-Frankreich, insbesonders im Flussgebiete der Garonne tritt diese Facies der Kreideformation auf und ist auch dort durch typische Karsterscheinungen charakterisiert.[1])

In den Seealpen[2]), sowie auch im ganzen Zuge der nördlichen Kalkalpen ist die Kreide namentlich durch Caprotinenkalksteine vertreten, welche in der Schweiz nach dem häufigen Vorkommen von Karren (Schratten) auch Schrattenkalk heißen. Neben dem Hochgebirgskalke, welcher der oberen Juraformation angehört, kommen die Karren auf cretacischen Seewerkalken vor. Zahllose Dolinen durchlöchern die Oberfläche des Kreidekalkes in der Sette Communi im Veronesischen, wo sie Buso heißen. Ebenso finden sie sich auf dem Südgehänge des Monte Baldo (nördlich Caprino).[3]) In den Südalpen, Krain, Istrien und Dalmatien ist die untere Kreide als Caprotinen-, die obere als Rudistenkalk entwickelt. Dieses Gebiet, welches gewöhnlich Karst genannt wird, verdankt seine ganze Oberflächengestaltung dem Karstphänomen. In denselben Kalksteinen treten auch die Karsterscheinungen von West-Bosnien und der Hercegovina auf. Die NW—SO streichende Zone der Rudisten- und Nummulitenkalksteine setzt sich von Idria aus bis in den Peloponnes fort. A. Boué beschreibt oft Karsterscheinungen in Macedonien, Albanien, Epirus und Akarnanien; über jene von Mittel-Griechenland und Peloponnes besteht eine reiche Literatur, welche bereits erwähnt wurde. Die adriatischen, sowie auch die jonischen Inseln sind durch mannigfaltige ausgeprägte Karsterscheinungen ausgezeichnet.

Auf der Insel Leukas zeigen sich dieselben in den oberen Kalken der Kreideformation.[4]) In den Rudistenkalken der Insel Corfu, insbesonders auf dem Hochplateau von Pantokrator, kommen Tausende von Dolinen vor.[5]) Durch mannigfaltige Karstphänomene sind auch die Inseln Kephallenia, Ithaka[6]) und Zante[7]) ausgezeichnet. In den cretacischen und eocänen Kalksteinen von Lykien kommen große Dolinen, blinde Thäler und Poljen vor.[8]) In den horizontalen, obercretacischen Kalksteinen des Libanon sind die Dolinen massenhaft verbreitet.[9]) In ganz Palästina sind Höhlen eine bekannte Erscheinung; außerordentlich zahlreich sind dieselben in der Wüste Juda, besonders im Kidronthale und auf dem Karmel.[10]) In Syrien sind auch viele Höhlen bekannt.[11])

Die im südlichen Typus entwickelte Kreideformation der Banater Gebirge, in Serbien und Bulgarien weist analoge Erscheinungen auf. In den Caprotinenkalksteinen der Banater Gebirge kommen Karstformen, insbesonders in der Umgebung von Mocsoris, Lapušnik und Bucsava vor.[12]) Auch die enormen Kalktuffablagerungen daselbst stehen mit diesen

[1]) Fournet, »Hydrographie souterraine«, 1858. — Daubrée, »Les eaux souterraines« I, p. 315. — Virlet, »Des Cavernes, de leur origine et de leur mode de formation. Avesnes 1836«, wo besonders die Höhlen und Dolinen in Franche-Comté berücksichtigt sind, p. 7. — Charles Lentheric, »Le Rhône« II, p. 20, 196, 209 und weiter. [2]) Daubrée, »Les eaux souterraines« I, p. 316. [3]) Foglio 48 und 36 der italienischen Specialkarte 1 : 25.000. [4]) Partsch, Ergänzungsheft 95 zu Petermann's Mitth. 1889. [5]) Partsch, Ergänzungsheft 88 zu Peterm. Mitth. 1887, p. 10, 15, 16, 18. [6]) Partsch, Ergänzungsheft 98 zu Peterm. Mitth. 1890, p. 6, 12, 17, 19, 20, 22. [7]) Partsch, »Die Insel Zante«, Peterm. Mitth. 1891, p. 164, 165 u. 167. [8]) Spratt, »Travels in Lycia«, London 1847, II, p. 166 und 185. — Tietze, Jahrb. d. geol. R.-A. 1885, p. 298, 313, 314, 340 u. w. [9]) Diener, »Der Libanon«, 1886, p. 211. — Day, »Funnel holes on Libanon«, geol. Mag. 1891, p. 9. [10]) O. Ankel, »Grundzüge der Landesnatur des West-Jordanlandes«, 1887, p. 55. [11]) Daubrée, Op. cit. I, p. 365. [12]) Böckh, »Geol. Notizen von der Aufnahme des Jahres 1882 im Comitate Krassó-Szörény«. Földtani Közlöny 1881, p. 303.

Erscheinungen in Beziehung.[1] In Ost-Serbien begegnet man Dolinen, großen Höhlen (auch fünf Eishöhlen), blinden Thälern u. s. w.; in den Caprotinen- und Rudistenkalksteinen der Omolje-, Kučaj-, Svrljig- und Sucha-Planina.[2] Im Balkan sind ebenfalls Dolinen in Caprotinenkalkstein, und zwar in der Gegend zwischen Nicopoli-Plevna und Jablanica bekannt.[3]

Auch in Algier fand man Dolinen und kleine Höhlen im Kreidekalk.[4] In den horizontal gelagerten Kalksteinen aus derselben Epoche befinden sich in der Sahara Höhlen und blinde Thäler, besonders zwischen Mzab und Metlili;[5] in den Karstplatten Hamadas verflechten sich Karst- und Wüstenerscheinungen.

Tertiär. In den südlichen Verbreitungsgebieten der Eocänformation sind Karsterscheinungen an die harten, zum Theile krystallinischen Nummulitenkalksteine geknüpft. In Krain, insbesonders aber im Gebiete von Triest zeigen sich die interessantesten Karstgebilde in den Nummulitenkalksteinen; auch in Dalmatien, Albanien, Griechenland und auf den jonischen Inseln sind Nummulitenkalke oft die Träger von Karsterscheinungen; dasselbe ist der Fall in Kleinasien und Persien. Überall dort sind Nummulitenkalke mit Rudistenkalksteinen eng verbunden, und wie sie durch Dolinen und Poljen ausgezeichnet.[6] In ihren nördlichen Verbreitungsgebieten ist die Eocänformation durch Sande und Thone vertreten; wie dargelegt wurde, füllen dieselben die in der Senonkreide dieser Gebiete eingesenkten geologischen Orgeln aus. Die einzige Facies, welche die Bildung von geologischen Orgeln im nördlichen Eocän gestattet, ist bekanntlich die der Grobkalke von Paris, welcher von puits naturels durchlöchert wird. Auch in neogenen Kalken kommen Dolinen vor. Ich habe solche im sarmatischen Kalksteine in der Umgebung von Belgrad beobachtet; in einer Zone, welche sich von Belgrad nach Süden mehrere Kilometer hinzieht, erscheinen Dolinen verschiedener Formen und Größen (von 5—100 *m* Durchmesser); im selben Kalksteine befindet sich bei Sremčica eine Höhle. Die porösen Leitha- und Cerithienkalke bei Zsambek, bei Mány, Tinye u. s. w. in Ungarn, zeigen Karstphänomene.[7]

Bei Gerace in Süd-Italien hat Th. Fuchs[8] Vertiefungen in Bryozoenkalken beobachtet, welche zu den geologischen Orgeln oder sand pipes zu gehören scheinen. Im miocänen Kalksteine der Insel Malta und Gozzo kommen pot holes mit rothem Lehm erfüllt, dann viele Knochenbreccien enthaltende Höhlen vor; auch sand pipes wurden beobachtet.[9] Im oberen Laufe des Guadianaflusses in Spanien dürften

[1] Tietze »Geol. und paläont. Mitth. aus dem südl. Theile des Banater Gebirgsstockes« Separatabdruck aus dem Jahrb. d. geol. R.-A. p. 85. [2] J. Cvijić »Das Karstphänomen in Ost-Serbien«, 1889, Belgrad, in serbischer Sprache. »Die Prekonoger Höhle« Annales géol. de la Péninsule Balkanique T. III 1891 p. 159. »Geographische Untersuchungen im Kučajgebirge Ost-Serbiens«. Ann. géol. T. V. [3] Foetterle. Verhandl. d. geol. R.-A. 1869, p. 194. Jireček, »Das Fürstenthum Bulgarien«, p. 501 erwähnt eine Doline am Rilagebirge, welche unterirdisch entwässert wird (Suho jesero); sie dürfte aber im krystallinischen Kalksteine gelegen sein. [4] Daubrée, »Les eaux souterraines«, I. [5] M. G. Rolland »Bull. de la Soc. géol. de France«, IX 1881 p. 517. — »Géologie du Sahara Algérienne« Planches. [6] Die einzige mir bekannte Beobachtung, welche davon eine Ausnahme macht, ist jene von Diener; nach ihm »Der Libanon« p. 212 beschränken sich die Dolinen auf die Schichtgruppe des Libanon (Kreide-Kalkes), im eocänen Kalksteine fehlt jede Art von Dolinen. [7] Peters »Geol. Studien aus Ungarn« III Jahrb. d. geol. R.-A. 1859 p. 483, 488. [8] Th. Fuchs »Geolog. Studien in den Tertiärbildungen Süd-Italiens« Aus den Sitzb. d. k. Akad. der Wissenschaften LXVI. I. Abth. Juniheft 1872. Tafel VII Fig. 1. [9] Adams. »Note of a Naturalist in the Nile Valley and Malta«. Edinburgh 1870, p. 169—177, 178 u. 180. — Fuchs »Das Alter der Tertiärschichten von Malta«. Sitzb. der k. Akad. d. Wissensch. LXX 1874. p. 3.

dolinenähnliche Vertiefungen und unterirdische Wasserläufe im tertiären Kalksteine vorkommen.[1] Im westlichen Theile des Agramer Gebirges trifft man Dolinen im sarmatischen Kalksteine, dann solche, welche an der Grenze derselben und der Dolomitkalke der Kreideformation liegen; zu den letzten gehört die große Doline, welche gleich jener bei Fiume Ponikva genannt wird.[2] Bei Schemacha am Südfuße des östlichen Kaukasus zeigen tertiäre Kalksteine, welche auf dem blauen Mergel liegen, ausgesprochenste Dolinenbildung.[3] Der tafelförmige Berg Opuk an der Südküste der Krim hat im Kalksteine von Kertsch (meotische Stufe) zahlreiche kleine Dolinen. Die Dolinen sind hier so zahlreich, dass Andrussow, welcher uns diese Beobachtung mitgetheilt hat, an die Oberflächengestaltung des jurassischen Čatirdagh erinnert wurde. Im miocänen gelben krystallinischen Kalksteine (yellow limestone) der Insel Jamaika befinden sich Dolinen (cockpits) und blinde Thäler.[4] Zahlreicher sind alle Karstphänomene in einem spröden, lichten Kalkstein (White Limestone) vertreten, welcher mehr als die Hälfte der Insel einnimmt und eine große Mächtigkeit erreicht. In diesem schwach welligen Gesteine, das Sawkins noch zum Tertiär zählt, fand man Dolinen verschiedener Formen (cockpits, sink holes, light holes), blinde Thäler und Poljen. Die Karstphänomene sind auf der Insel Jamaika so mannigfaltig entwickelt, dass dieses Gebiet ein Seitenstück zu den stark verkarsteten aus Kreide und Eocänenkalksteinen zusammengesetzten Ländern des adriatischen Karstes bildet.[5] Ähnliche Phänomene zeigt auch die Insel Cuba.[6]

Das Quartär. Die Dolinen senken sich in quartärneren Kalktuff von Montagnola Senese in Italien ein; einige derselben erreichen einen Durchmesser von 60—100 *m*.[7]

Von besonderer Bedeutung sind die auf gehobenen Korallenriffen auftretenden Karsterscheinungen.

Die Kalke dieser Riffe sind oft ebenso permeable wie die des Karstes; das ganze Niederschlagswasser fließt in die Fugen und Klüfte im Korallenkalke ein.[8] Die Bäche und Quellen fehlen meist auf ihnen vollständig, man fängt das Regenwasser in Cisternen auf.[9]

Gehobene Korallenriffe sind höhlenreich. Die Höhlen liegen theilweise unter dem Meeresniveau und sind oft mit Sinterablagerungen ausgekleidet. Der Höhlenreichthum ist charakteristisch für die Bermudasinseln; die Höhlen, welche meist unter dem Meeresniveau liegen, enthalten Salzwasserteiche und Tropfsteingebilde. Eine auf der Insel Somerset hat 500 *m* Länge bei 25 *m* Höhe, dolinenähnliche Gebilde auf der Oberfläche werden mit ihr in Beziehung gebracht.[10] Ebenso sind die Bahamasinseln durch zahlreiche Höhlen ausgezeichnet.[11] In der Klippenwelt des Kokeal (Palaugruppe) sind viele Höhlen constatiert.[12]

[1] Willkomm, »Die Quellen der Grabonse«, Zeitschr. f. wissensch. Geogr. V. 1885, p. 29 u. 30. [2] Dr. Gorjanović, »Die Karsterscheinungen im westlichen Theile des Agramer Gebirges«, Kroatische Revue I, 1882. [3] Tietze, »Zur Geol. der Karsterscheinungen«, Jahrb. d. geol. R. A. XXX, p. 741. [4] Sawkins, »Geol. of Jamaica« p. 255. [5] Sawkins, Op. cit. p. 22 u. a., de la Beche, Manual geol. p. 61. [6] Suess, »Das Antlitz der Erde« I, p. 703. [7] Lotti, »Nuove osservazioni sulla geol. della Montagnola Senese«, Boll. com. geol. d'Italia 1888, p. 358—360. [8] Nelson, »On the geol. of the Bahamas and on Coral Formations generally«, Quaterly Journ. geol. Soc. of London 1853, p. 205. [9] Krümmel, »Über die von der Plankton-Expedition besuchten atlantischen Inseln«, Verh. d. Gesellsch. f. Erdkunde 17, p. 442. [10] Krümmel, l. c. — J. J. Rein, »Die Bermudasinseln und ihre Korallenriffe«, Verh. des ersten deutschen Geographentages p. 34. [11] Nelson, Op. cit., p. 203 u. 205. Joh. Walther, Ergänzungsheft N. 102 zu Petermanns Mitth. 1891, p. 32. [12] Joh. Walther, Op. cit., p. 32.

Das Korallenriff Oahu enthält viele horizontale Höhlen mit unterirdischen Quellen und Bächen; den letzteren und dem Sickerwasser verdanken die Höhlen nach Dana ihre Entstehung.[1]) Auf der Insel Atiu (Hervey-Gruppe) befinden sich ebenfalls viele Höhlen. Die Metia (Paumotusgruppe) besitzt Höhlen mit großen und dichten Stalaktiten. Hier treten auch die Strandhöhlen auf,[2] welche „durch die chemische Erosion des Meereswassers entstanden" sind. Auf Florida (Salomongruppe) befindet sich eine große vom Wasser durchströmte Höhle.[3] Auch auf dem Korallenriffe Lifu (Loyalty-Gruppe) sind Höhlen beobachtet worden.[4]

Dolinen konnte man oft auf den Korallenriffen nachweisen. Swallow holes sind auf den Koralleninseln Ugi und Florida (Salomongruppe) bekannt geworden.[5] Auf den Koralleninseln der Bahamagruppe kommen Pot holes vor.[6])

Chambeyron beschreibt auf dem Korallenriffe Ich-Hingen eine brunnenförmige Vertiefung, welche Süßwasser enthält. In Neu-Kaledonien gibt der Fluss Toutouta sein Wasser an porösen Korallenkalk ab.[7]) Die Bermudasinseln sind durch unzählige Löcher ausgezeichnet.[8]) Rother Lehm ist in sink holes und pot holes der Korallenriffe oft constatiert worden.[9] Viele Swallow-holes und brunnenförmige Vertiefungen (Wells) sind auf den Barbadosinseln beobachtet worden.[10])

Große poljenähnliche Depressionen hat Lister auf den Tongainseln gefunden, wie z. B. auf dem Riffe Eua.[11]) Insbesondere die nördlichen Inseln der Tongagruppe, die sogenannten Vavauinseln, welche bloß aus Korallenkalken zusammengesetzt sind, zeigen in der Regel in ihrer Mitte eine flache Wanne, welche vom höheren Rande umsäumt wird. Eine solche Structur zeigt z. B. die Insel A'a. Die centrale Wanne hat eine ovale Gestalt mit einer Länge von circa 1500 *m* und einer Breite von circa 1000 *m*. Die Umwallung, welche die Wanne einschließt, besteht aus nacktem Korallenkalke und liegt 30 *m* über dem Meeresspiegel, der Boden besteht aus braunem Lehm und liegt circa 10 *m* über dem Meeresspiegel.[12]

Hinsichtlich dieser auf jungen Korallenkalken vorkommenden Karsterscheinungen muss bemerkt werden, dass dieselben keineswegs ausschließlich wie die der eigentlichen Karstländer secundären Ursprungs sind, sondern theilweise auch primär während der Ablagerung des Kalkes entstanden sind.

Ein lebendes Korallenriff hat in seinem Innern vielfach Hohlräume, welche als Lücken zwischen den einzelnen Stöcken bestehen bleiben, wie dies namentlich die Korallenriffe der Chapeiroesstructur zeigen.[13])

Diese Hohlräume öffnen sich nach oben vielfach durch Canäle, welche als Blow holes mehrfach beschrieben sind. Die von der Brandung überspülte Außenseite der Riffe wird oft vom Wasser karrenähnlich

[1]) Dana, »Corals and Coral Islands«. London 1875, p. 310. [2]) Dana, l. cit. [3]) Walter, Op. cit., p. 46. Eine eingehende Beschreibung dieser Höhle bei Guppy, The Salomon Islands 1887, p. 26, 27, 28. In der Gruppe der Salomonsinseln sind auch zwei große Höhlen in Atoi, Oima und eine auf der Insel Ugi von Guppy untersucht worden. Op. 43 u. 87. [4]) Chambeyron, »Note relative à la Nouvelle Calédonie«, Bul. de la Soc. de géographie 1875, p. 565. [5]) Guppy, »The Salomon Islands«, p. 27 u. 88. [6]) R. J. Nelson, »On the Geology of the Bahamas and on Coral-Formations Generally«, Quaterly Journal geol. Soc. vol. IX, 1853, p. 20. [7]) Chambeyron, Op. cit., p. 565. [8]) Krümmel, l. cit. [9]) Nelson, l. cit., p. 208. [10]) Jukes Browne and Harrison, »The Geology of Barbados«, Quaterly Journ. 1891, p. 197. [11]) J. J. Lister, »Notes on the Geology of the Tonga Islands« Quat. Journal. Lond. geol. Soc. XLVII, 1891, p. 601. [12]), Lister, Op. cit., p. 603. [13]), Hartt, »Geol. and physical geogr. of Brazil 1870«, p. 189.

zerfressen. Vor allem aber ist zu erwägen, dass die Korallenriffe randlich aufwachsen und die in ihrer Mitte gelegenen Wannen umwallen, wie dies namentlich die Atolle mit ihren Lagunen zeigen.

Denkt man sich nun ein solches Korallenriff gehoben, so werden die Hohlräume zu Höhlen, die Schlote erscheinen wie Dolinen, die abgespülte Außenseite des Riffes hat Ähnlichkeit mit einem Karrenfeld, die vom Riffe umwallte Wanne mit einem Polje.

So ist dann in diesen Fällen denkbar, dass neben dem von uns untersuchten secundären Karstphänomen ein primäres vorkommt, das sich unmittelbar an die Ablagerung des Kalkes knüpft.

Inwiefern nun dieses primäre Karstphänomen unter den letztangeführten Beispielen entwickelt ist, haben weitere Untersuchungen zu zeigen.

Von den Höhlen werden als primär beschrieben die des Kokeal in der Palaugruppe und viele der Bahamainseln. Von den Wannen sind jene auf den Tongainseln zweifellos primär.

Angesichts dieser Thatsachen kann sich wohl die Frage erheben, inwieferne das Karstphänomen überhaupt eine primäre Erscheinung ist. Walther[1] ist der auch sonst schon geäußerten Ansicht,[2] dass manche Höhlen, wie z. B. die des Frankenjura primäre Gebilde sind.

Natürlich kann diese Muthmaßung sich nur auf die Karsterscheinungen in den Riffkalken älterer geologischen Systeme, nicht aber auf die geschichteten Kalke beziehen; diese aber sind Hauptträger des Karstphänomens und bei ihnen ist das Auftreten eines primären Karstphänomens undenkbar. Was aber die älteren Korallenkalke anbelangt, so muss im Auge behalten werden, dass jenes Korallenriff, welches gehoben wird und dessen Karsterscheinungen primär sind, der Denudation im Allgemeinen zum Opfer fallen wird. Es pflegen sich ja überhaupt nur jene Schichten zu erhalten, die von anderen überlagert wurden. Wird nun ein Korallenriff überdeckt, so werden theils durch Sedimente, theils durch Sickerwasser sich alle seine Hohlräume schließen. Wir glauben daher, dass die älteren Korallenkalke, über welche sich mächtige andere Schichten ablagerten, ihre etwaige vorhandene primäre Höhlen und andere Karstphänomene schon längst verloren hatten, ehe sie zur Oberfläche kamen.

Darnach halten wir das Auftreten des primären Karstphänomens in ganz jungen Korallenkalken für sehr häufig, wogegen wir daran zweifeln, dass in den Kalksteinen älterer Systeme, die erst durch die Denudation bloßgelegt worden sind, primäre Karstphänomene vorkommen.

Aus den angeführten Vorkommnissen des Karstphänomens sind folgende Ergebnisse festzustellen:

I. Die Karstphänome kommen auf Kalksteinen aller geologischen Systeme, von silurischen bis zu den recenten Korallenkalken vor. Sie sind aber in einzelnen Kalkgebieten ihrer Ausbildung und ihrer Häufigkeit nach sehr verschiedenartig vertreten, je nach der Beschaffenheit des Kalksteines und dem Vorhandensein oder der Abwesenheit des losen Materials über demselben. Es lassen sich unterscheiden:

[1] Walther Op. cit. p. 34. [2] Woods, »Geological Observations in South Australia« London 1862, p. 61, 63, 98, 322 u. a.

1. Große Häufigkeit und typische Entwickelung der Karstphänomene zeigt nur die Oberfläche des reinen, nackten Kalksteines. Solche Gebiete sind durch das Vorherrschen der Wannenformen und durch alle hydrographischen Eigenschaften ausgezeichnet, welche dem echten Karste eigen sind, wie das Gebiet von Krain, der adriatische Karst, die westliche Hälfte der Balkanhalbinsel mit dem Peloponnes, Ost-Serbien, Süd-Frankreich, Frankenjura, das Plateau des Čatirdagh auf der Krim und die Karstgebiete von Lykien, des Libanon und Antilibanon. In allen diesen Gebieten treten die Karstphänomene in jurassischen, cretacischen und eocänen reinen Kalken auf, seltener in Triaskalken und Triasdolomiten. Der echte Karst ist auch auf Jamaika entwickelt, welches meist aus jungtertiärem Kalke aufgebaut ist.

2. Thonige und merglige Kalksteine, welche noch mit hangenden Sanden und Thonen bedeckt sind, entbehren in der Regel der Karstphänomene; in ihnen treten die Vertiefungen der Karstoberfläche auf, welche mit hangendem Material oder mit Zersetzungslehm meist vollständig ausgefüllt sind, sodass sie nicht auf der Landoberfläche zum Vorschein kommen (geologische Orgeln); nur ausnahmsweise, wenn die Kalkoberfläche entblößt ist, treten einzelne nicht typisch ausgebildete Karstphänomene auf derselben auf. Solche Gebiete können nicht als Karst bezeichnet werden, wie das Kreidegebiet des Londoner Beckens, von Belgien u. a.

3. Den Übergang zwischen beiden ersterwähnten bilden jene Kalkgebiete, welche aus thonigen und mergligen Kalksteinen aufgebaut, aber durch kein fremdes Material bedeckt sind. Die Karstphänomene treten hier selten auf und sind nicht typisch ausgebildet. Die Karren fehlen, die Dolinen sind nahezu vollständig mit Zersetzungslehm erfüllt, versiegende Flüsse sind selten oder fehlen vollkommen. Die Oberfläche des Kalkes zeigt in der Regel eine geringe Permeabilität, nie aber erreicht sie die des echten Karstes. Diese Kalkgebiete machen also den Übergang zwischen dem echten Karste und dem Gebiete der geologischen Orgeln. Zu solchen gehören das mährische Devongebiet, das russische Karbongebiet im Gouvernement Toula u. a.

II. In den horizontal gelagerten oberoretacischen Kalken der großen Wüstentafel von der Sahara, Syrien und Palästina kommen alle Karsterscheinungen mit Ausnahme von Poljen vor. Die Insel Malta, welche Dolinen und Höhlen in horizontal geschichteten tertiären Kalksteinen zeigt und ein Stück der afrikanischen Tafel darstellt, besitzt keine Poljen. Ebenso treffen wir in Süd-Australien alle Formen von Dolinen, Höhlen und Karsttäler in horizontal gelagerten cretacischen Kalksteinen, welche das gefaltete Culmgebirge überlagern. Nach Woods kommen dort auch große Wannen vor, welche er mit den griechischen Poljen vergleicht. In der brasilischen Masse sind nur Höhlen und Dolinen in silurischen und devonischen Kalksteinen bekannt; dieselben Karsterscheinungen zeigt das Prairieland zwischen den Alleghanies und Rocky Mountains in Nordamerika. In horizontal gelagerten Kohlenkalken des Kaibabplateau, welches durch Tafelbrüche (monoclinal flexures) begrenzt und von vielen kleinen Brüchen durchsetzt ist, kommen Dolinen und Höhlen vor; im De Motte Park dürften hier poljeähnliche Wannen vertreten sein. Ebenso sind die Tafelländer und die Platten mit horizontal liegenden Schichten in Europa durch alle Karsterscheinungen mit Ausnahme von Poljen charakterisiert, so die russische Tafel, die baltische Kreideprovinz, die horizontal gelagerten Kohlenkalke von Irland u. a.

Auch die horizontal gelagerten Kalke des fränkisch-schwäbischen Jurazuges und die Causses der Cevennen entbehren der Poljen.

Alle Karstphänomene, mit Ausnahme von Poljen, kommen also sowohl in horizontal gelagerten, als auch in dislocierten Karstgebieten vor. Die Poljen fehlen in den Tafelländern vollständig und sie sind im Allgemeinen auf dislocierte Karstgebiete beschränkt. In großer Häufigkeit und typischer Ausbildung kommen sie im ganzen Dinarischen Bogen, von Laibach bis zum Peloponnes, dann im taurischen Faltengebirge, insbesondere in Lykien, sowie auch in den antilischen Cordilleren (Jamaika) vor. Seltener sind sie im Faltenjura vertreten. In seiner Gesammtheit kann man daher das Karstphänomen nicht auf tektonische Bewegungen zurückführen.[1]

III. Die Gebiete intensiver Karstentwickelung gehören in die Zone mit periodischem Regenfall. Der adriatische und südfranzösische Karst sind durch Herbst-, der erstere insbesondere durch Octoberregen charakterisiert. Die Karstgebiete von Griechenland, Syrien und Palästina gehören in das Gebiet der subtropischen Winterregen. Die Insel Jamaika ist durch eine Trocken- und eine Regenzeit charakterisiert. Alle erwähnten Gebiete sind aber auch durch das häufige Vorkommen von reinen Kalken ausgezeichnet, sodass man nicht unbedingt den periodischen Regenfall mit der intensiven Entwickelung des Karstphänomens in Zusammenhang bringen kann. Wahrscheinlich beeinflusst der periodische Regenfall nur mittelbar die Intensität des Karstphänomens, indem er die Bildung einer Ackerkrume über dem nackten Kalksteine verhindert, wie dies im Capitel über die Dolinenbildung dargelegt wurde. Zweifellos ist, dass eine große Niederschlagsmenge die Entwickelung des Karstphänomens begünstigt. Die Karstphänomene sind im adriatischen Karste weit intensiver ausgeprägt, als in den niederschlagsarmen Karstgebieten Griechenlands, welche sonst ihrem Aufbau nach dem adriatischen Karste ähnlich sind.

[1] Letzteres ist z. B. die Meinung von Stache. Derselbe schreibt: »Alle Erscheinungen und Formen, welche sich dem Haupttypus der großen Längsspalten des Kreidegebirges anschließen, sind begreiflicherweise gleichzeitige und denselben Ursachen entspringende Wirkungen wie diese. Nicht leicht sind auch für die Bildung der zahlreichen unregelmäßig vertheilten, meist localen Abweichungen und Unterbrechungen wie stärkere Überkippungen oder wirkliche Überschiebungen, Einsenkungen und Trichter, Schlünde und Löcher, Höhlen, Klüfte und Spalten, die ersten Ursachen anderswo zu suchen, als in den bewegenden Kraftäußerungen dieser Zeit.« (Österr. Revue 1864, Bd. VI, p. 172).

INHALT.

Druck von Josef Roller & Comp. in Wien

Die

TEMPERATUR

fließender Gewässer Mitteleuropas.

Von

DR. ADOLF E. FORSTER
in Wien.

Mit einer Tafel und XXV Tabellen.

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN.
HERAUSGEGEBEN VON
PROF. DR. ALBRECHT PENCK IN WIEN.
BAND V. – HEFT 4.

WIEN.
ED. HÖLZEL.
1894.

Zugleich 3. Heft der Arbeiten des geographischen Institutes der k. k. Universität Wien.

I.

Einleitung.

An zahlreichen Orten Mitteleuropas werden seit längerer oder kürzerer Zeit Beobachtungen der Lufttemperatur mit großer Sorgfalt vorgenommen; die Temperaturverhältnisse seiner größeren stehenden Gewässer, der Seen, haben schon frühzeitig die Aufmerksamkeit einzelner Forscher erregt und sind jetzt der Gegenstand einer regen Untersuchungsthätigkeit geworden; den Temperaturverhältnissen seiner fließenden Gewässer hat man bisher aber nur geringe Beachtung geschenkt. So kommt es, dass die meisten Hand- und Lehrbücher der physikalischen Geographie gar nichts über diese Eigenschaft des Flusswassers erwähnen, während die wenigen, die dies thun, derselben nur einige kurze Bemerkungen widmen, wie z. B. Bernhard Studer in seinem Lehrbuch der physikalischen Geographie und Geologie[1]) und Siegmund Günther in seinem Lehrbuch der Geophysik und physikalischen Geographie[2]). Letzterer betont dortselbst den Mangel derartiger »doch wahrlich nicht ganz bedeutungsloser« Untersuchungen, worüber dieser viel belesene Autor nur eine einzige darauf bezügliche Monographie zu nennen weiß, nämlich Hertzer, über die Temperatur der Flüsse[3]), die in der That die einzige ist, die bisher diesen Gegenstand ausführlich behandelt hat. So eingehend und gründlich sie auch ist, so macht sie eine neuerliche Bearbeitung des Gegenstandes nicht unnöthig, da Hertzer die Beobachtungen an nur einem Gewässer verwendet und die Resultate daraus verallgemeinert. Daneben sind noch mehrere theils unverarbeitete, theils verarbeitete Reihen solcher Temperaturmessungen vorhanden, welche aber gleichfalls auf einander keinen Bezug nehmen. Dadurch blieb manche Eigenthümlichkeit der Flusswasserwärme unberücksichtigt. Eine Vergleichung aller vorhandenen Beobachtungen war daher umso wünschenswerther, als seit Dove's erstem Versuch[4]), bei welchem die Temperaturbeobachtungen von nur fünf Flüssen mit einander verglichen werden, keine zusammenfassende Arbeit über diesen Gegenstand erschienen ist. Und doch verdient derselbe bei der großen Bedeutung, die dem Wasser überhaupt, also auch dem Flusswasser im Haushalt der Natur wie auch im Leben der Organismen zukommt, mehr Beachtung, als man ihm bisher zugewandt. Insoferne Flusswasser zur Wasserversorgung eines Ortes genommen werden soll, muss man außer anderem doch auch wissen, welche höchste Temperatur dasselbe erreichen kann, wie lange

[1]) 2. Aufl. II 1847 S. 364 und 365 [2]) II 1885 S. 601. 1 Anm [3]) Osterprogramm des Gymn. zu Wernigerode 1865. [4]) Ueber die Wärme der Flüsse Zeitschrift für allg. Erdk Berlin. N F III 1857 S. 522 ff

sie ungefähr auf diesen Stand beharrt und ob die Temperaturänderungen von Tag zu Tag rasch oder allmählich vor sich gehen. Auch die Binnenschiffahrt wird direkten Nutzen aus solchen Beobachtungen ziehen, und es möge hier nur die Stelle aus einem Schreiben des Vorstands des Wasserbauwesens der bayerischen Rheinpfalz Platz finden, die umsomehr Beachtung verdient, weil sie eine aus der Praxis hervorgegangene Beobachtung mittheilt. »Ich habe«, so schreibt derselbe bezüglich der täglichen Temperaturmessungen im Rhein zu Speyer, »die Beobachtung der Temperatur des Rheinwassers vor allem aus dem Grunde veranlasst, weil sie im Winter einen praktischen Wert erhält. So lange nämlich die Temperatur des Rheinwassers nicht auf 0° oder nahezu 0° herabgesunken ist, ist auch kein Treibeis zu befürchten und brauchen Vorkehrungen zum Abfahren der Schiffbrücken nicht getroffen zu werden.« So ergibt sich also aus den Temperaturbeobachtungen eines Flusses eine Art Treibeisprognose, und man wird, wenn von mehreren Stellen eines Stromes gleichzeitige, durch mehrere Jahre fortgesetzte Messungen vorliegen, daraus den frühesten, spätesten und mittleren Eintritt von Treibeis für die beobachtete Stromstrecke kennen lernen und bei dem engen Zusammenhang zwischen Wasser- und Lufttemperatur aus letzterer die ungefähre Zeit des Erscheinens von Treibeis vorhersagen können.

Aber auch von anderen, mehr wissenschaftlichen Gesichtspunkten aus ist die Kenntniss der Temperaturverhältnisse fließender Gewässer von Werth. Die Lösungsfähigkeit des Wassers und damit auch sein Gehalt an gelösten Substanzen ändert sich mit dessen Temperatur, und ebenso hängt mit ihr die Menge der Schlammführung zusammen, da kälteres und also auch dichteres Wasser mehr Schlammpartikelchen in Schwebe zu halten vermag, als wärmeres, leichteres. »Es erfolgt nämlich das Niedersinken von schwebenden Theilchen bei 23° C. doppelt so schnell als bei Temperaturen von wenig über 0°, da der Reibungscoefficient sich mit der Temperatur ändert. Derselbe beträgt für 0.2° 0.01858, für 10° 0.01317, für 20° 0.01002, für 30° 0.00800. Es sind daher bei wärmeren Flüssen viel größere Wassergeschwindigkeiten nothwendig, um Substanzen in Schwebe zu erhalten als in kälteren und die Fähigkeit, Sinkstoffe zu verfrachten ist bei einem Gletscherflusse oder bei einem durch die Schneeschmelze gespeisten Strome viel größer als bei einem sonst gleichen tropischen Gerinne.«[1]) Selbst die Geschwindigkeit eines Flusses wird durch dessen Temperatur beeinflusst, indem die Aenderung der letzteren, wie bereits erwähnt, eine Aenderung des Reibungswiderstandes zur Folge hat. Es wurde nachgewiesen, dass bei einer Temperaturzunahme von 1° innerhalb 1 bis 20° die Geschwindigkeit um 0.5% sich erhöht. »Dieser von Unwin erkannte und von Reynolds in seiner Formel für die Wassergeschwindigkeit berücksichtigte Einfluss der Temperatur auf dieselbe ist von Hydrotechnikern bisher kaum gewürdigt worden. Derselbe ist aber sehr bemerkenswert. Bei höherer Temperatur entspricht derselben Wassermenge an derselben Stromstrecke ein kleineres Profil, bezw. kleinere Tiefe und Breite als bei niederer Temperatur, woraus ersichtlich wird, dass gleichen Gefällen keineswegs gleiche Wassermengen entsprechen. In der That hat die Newa im Winter geringere Geschwindigkeit als im Sommer. (The Nature. XXVIII. 1883. p. 16.)«[2]) Ferner steht die Verdunstungsgröße für das Wasser in enger Beziehung zu seiner Temperatur und der Gehalt des

[1]) Penck, Morphologie der Erdoberfläche. Stuttgart 1894. I. S. 295. [2]) Ebenda. S. 275 und 330.

Flusswassers an Mikro-Organismen, dem nach Erkenntniss der Gefährlichkeit der letzteren für das Leben der Menschen die größte Aufmerksamkeit sich zugewandt hat, hängt außer anderem auch mit dessen Temperatur enge zusammen. Es stehen also die meisten Eigenschaften fließender Gewässer theils in direktem, theils in umgekehrtem Verhältniss zu deren Temperatur. Stets wird sie auch bei Bestimmung des Gehaltes des Flusswassers an gelösten Substanzen oder an Mikro-Organismen oder bei anderen derartigen Untersuchungen gemessen. Will man aber aus solchen, in großen Zwischenräumen, meist wohl zur Zeit der Extreme vorgenommenen Untersuchungen das Verhalten in der Zwischenzeit berechnen, so muss dabei wohl auf die Temperatur mehr Rücksicht genommen werden, als dass diese wenigen Bestimmungen genügen möchten.

Es ist nach dem Gesagten die Kenntniss der Temperaturverhältnisse fließender Gewässer nicht blos von wissenschaftlichem Interesse, sondern sie besitzt auch mannigfachen praktischen Nutzen, und es ist daher ein fühlbarer Mangel, dass die bisherigen Untersuchungen noch nicht zusammengefasst sind und bisher nur äußerst wenige Zahlenwerte über die Temperatur fließender Gewässer leicht zu finden sind. Weder Lehrbücher der reinen, noch solche der auf die Verhältnisse unseres Erdkörpers angewandten Physik bringen derartige. Ein Grenzgebiet zwischen Physik, Meteorologie und Hydrographie bildend, sind Beobachtungen darüber nur selten einen längeren Zeitraum hindurch angestellt worden, und seit Weitbrecht seine Untersuchungen vornahm, »weil man keine Zahlenwerte für das Verhalten der Temperatur fließender Gewässer besitze,«[1]) ist es in der Beziehung nicht viel anders geworden. Es soll daher vorliegende Arbeit ein Beitrag zur Ausfüllung dieser Lücke sein. Sie beschränkt sich, um ein abgerundetes Ganze zu bilden, nur auf Mitteleuropa, hat aber für dieses Gebiet wohl fast das ganze über diesen Gegenstand bisher publicierte, sowie auch einiges unpublicierte Beobachtungsmaterial verwendet. Gute Dienste zur Sammlung des ersteren leisteten Hellmann's Repertorium der Meteorologie (Leipzig 1883) und die großartige Bibliography of Meteorology. (Part. I. Temperature. Washington 1889.) Ferner aber bin ich verpflichtet mit Dank des freundlichen Entgegenkommens zu gedenken, das ich betreffs Ueberlassung der Original-Aufschreibungen von Beobachtungen bei der königlich bayerischen obersten Baubehörde, der Kreisbaubehörde der bayerischen Rheinpfalz, den Direktionen der Wasserwerke in Augsburg, Posen und Stuttgart, dem Verein für Erdkunde in Halle a. S., bezw. Prof. Alfred Kirchhoff und Dr. Willi Ule dortselbst, sowie bei Prof. F. A. Forel in Morges und bei Prof. Hertzer in Wernigerode gefunden habe. Ihnen sowie zahlreichen Anderen, die in liebenswürdigster Weise durch verschiedene Auskünfte und Mittheilungen diese Arbeit förderten, sei hier der Dank ausgesprochen, vor allem aber meinen hochverehrten Lehrern Herrn Hofrath J. Hann, der durch die Erlaubniss zur weitgehendsten Benützung der reichhaltigen Bibliothek der k. k. meteorologischen Centralanstalt diese Untersuchung ermöglichte, sowie Herrn Professor A. Penck, der den Verfasser bei derselben durch mannigfache Winke und Rathschläge unterstützte.

[1]) De mutationibus caloris et frigoris aquae fluentis. Comment. Acad. scient. imp. Petropol. VII. 1734—35.

Historischer Überblick.

Wohl die ersten über einen längeren Zeitraum sich erstreckenden Beobachtungen der Temperatur fließender Gewässer wurden von dem schon genannten J. Weitbrecht im Jahre 1734 zu St. Petersburg vorgenommen, welcher vom 9. Februar bis 27. August jenes Jahres täglich dreimal die Temperatur der Luft und der Newa maß. Er hat daraus schon manche Eigenthümlichkeiten der Flusswärme erkannt, so z. B. dass die Sonnenstrahlung, die Luftwärme sowie reichliche Regengüsse die erstere bestimmen, dass die Flusswärme an einem Beobachtungsorte von den klimatischen Verhältnissen des oberhalb dieses Ortes gelegenen Flussgebietes abhängig ist, sowie dass die tägliche Schwankung und die tägliche Aenderung der Flusswärme nur sehr klein ist. Seine Messungen bleiben hier jedoch unberücksichtigt, trotzdem sie das Muster solcher Untersuchungen sind. Bei jeder Messung wurde nämlich auch die Lufttemperatur im Schatten zuerst an einem windgeschützten Ort, dann unter dem Einflusse des Windes bestimmt, und hierauf das Thermometer der Sonnenstrahlung ausgesetzt. Auch die Richtung des Windes, sowie das Aussehen des Himmels wird bei jeder Beobachtung oder wenigstens für jeden Tag angegeben. Leider sind die Temperaturmessungen in einer ganz ungewöhnlichen Scala gemacht und würden langwierige Umrechnungen erheischen, ferner erstrecken sie sich über einen nicht langen Zeitraum, so dass von ihrer Verwendung abgesehen wurde. Die ersten brauchbaren Beobachtungsreihen stammen aus einer Zeit von mehr als hundert Jahren nach diesen ersten Versuchen, als M. J. Fournet in Lyon die Temperatur der Rhône und Saône sechs Jahre hindurch (von 1838 bis 1843) täglich maß.[1]) Von den Beobachtungen, welche, wie Fournet an der erwähnten Stelle berichtet, bereits v. Humboldt, v. Buch, Lottin, Gaimard, Robert und de Prony über diesen Gegenstand angestellt haben sollen, ist mir nichts näheres bekannt geworden. Dieselben dürften sich aber kaum über einen längeren Zeitraum erstreckt haben und liegen zum Theil wie noch andere durch die geographische Lage der Beobachtungsorte außerhalb des Rahmens dieser Arbeit. Wenig später als Fournet begann der nachmalige Vicedirektor der k. k. meteorologischen Centralanstalt Carl Fritsch als Adjunct der Prager Sternwarte mit Temperaturmessungen in der Moldau, die er durch drei und ein halbes Jahr (von Juni 1840 bis Ende 1843) ununterbrochen fortführte. Aus derselben Zeit stammen auch die ersten derartigen Untersuchungen in Deutschland, die Prof. Pollak an der Donau in Dillingen in den Jahren 1844 bis 1847 vornahm. Gleichzeitig damit (1844) fingen die Beobachtungen der Temperatur der Themse zu Greenwich an, die mit geringen Unterbrechungen bis heute fortgesetzt, von allen derartigen Beobachtungsreihen die längste ist. Ihr an Länge zunächst kommen sodann die Aufzeichnungen der Temperatur der Rhône zu Genf, die im Jahre 1858 begonnen wurden und ebenfalls bis heute fortgeführt werden. Von der Mitte der fünfziger Jahre dieses Jahrhunderts an werden die Untersuchungen über Flusstemperaturen in Mitteleuropa zwar häufiger angestellt, gleichwohl sind sie bis heute noch recht spärlich. Mit dem Jahre 1876 wurde sodann die erste systematische Erforschung der Temperatur fließender Gewässer in's Leben gerufen. Um nämlich für die Gesundheitsverhältnisse in der Armee Vergleichsmaterial zu erhalten, hat der damalige Reichs-

[1]) Annal. de la Soc. d'agriculture de Lyon (3), X. 1866 p. 101 ff.

Kriegsminister Freiherr von Kuhn mit dem Jahre 1876 die Beobachtung des Grundwasserstandes und der Wasserhöhe von Flüssen in den größeren Garnisonsorten der österreichisch-ungarischen Monarchie angeordnet, woran sich an mehreren dieser Orte Beobachtungen über die Temperatur des Grundwassers und an sechs Orten solche über die Temperatur von Flüssen anschlossen. Im Jahre 1880 trat eine neue Station hinzu, so dass dann das Beobachtungsnetz folgende Stationen umfasste: Salzach—Salzburg, Sillcanal—Innsbruck, Etsch—Trient, Weichsel—Krakau, Theiß—Szegedin, Donau—Peterwardein, Košavabach—Sarajevo. Diese systematische Untersuchung ist lange Zeit die einzige geblieben und erst in den letzten Jahren ist man daran gegangen, in Großbritannien eine ähnliche systematische Erforschung der Temperaturverhältnisse der Gewässer in Angriff zu nehmen, welche freilich den ersten Versuch an Umfang weit übertraf.[1])

Die Beobachtungen in der österreichisch-ungarischen Monarchie, die zehn Jahre hindurch angestellt wurden, haben bisher keine zusammenfassende Bearbeitung erfahren. Als ich eine solche vornahm, zeigte sich bei nur acht Stationen, die damals nur allein in Betracht kamen, ein verschiedenes Verhalten des Unterschiedes zwischen Fluss- und Lufttemperatur für jede einzelne Station. Dieses Verhalten war schon vorher Fournet, Hertzer und Dove aufgefallen.[2]) Bei der geringen Zahl der Beobachtungsreihen, welche denselben zu Gebote standen (Fournet 2, Hertzer 3, Dove 5), war es ihnen aber nicht möglich, den wahren Grund dieser Verschiedenheit zu erkennen. Um darüber Aufklärung zu erhalten, zog ich alles mir zugängliche Material über die Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas zu einer Untersuchung herbei. Da aber einige für die Entscheidung einzelner Fragen wichtige Beobachtungsreihen von Orten stammen, die außerhalb des für gewöhnlich mit dem Namen Mitteleuropa bezeichneten Gebietes liegen, so wurde im Süden und Norden, vorzüglich aber im Westen, über die Grenzen desselben hinausgegangen. Von diesem Gesichtspunkte aus ist das Material von 45 Beobachtungsstationen zur Verwendung gekommen, wobei zu bemerken ist, dass die Beobachtungen erst dann zur Betrachtung herangezogen wurden, wenn sie wenigstens die Dauer eines Jahres erreichten. Von den übrigen Theilen Europas und den anderen Erdtheilen sind mir nur sehr wenige derartige Beobachtungen bekannt geworden. Es erreicht nirgends das Beobachtungsnetz, wenn man so sagen darf, eine solche Dichte wie in Mitteleuropa, trotz seiner großen Weitmaschigkeit hier, und es bleiben jene wenigen Beobachtungen daher am besten unberücksichtigt. Eine Ausnahme von dem zuletzt Gesagten macht, wie bereits erwähnt wurde, Großbritannien. Doch wurden diese Messungen aus zweierlei Gründen außer Betracht gelassen. Erstens, weil das Beobachtungsmaterial noch nicht ganz veröffentlicht ist, und weil es jedenfalls doch einer zusammenfassenden Bearbeitung unterzogen werden dürfte. Auch liegen diese Stationen zu sehr außerhalb des in Betracht kommenden Gebietes.

---

[1]) Report of the Committee appointed to arrange an investigation of the Seasonal Variations of Temperature in Lakes, Rivers and Estuaries in various parts of the United Kingdom. In den Reports of the Meeting of the British Association.
I. Rep. im LVIII. Rep. 1888 Bath. p. 327 sowie 588 und 258.
II. » » LIX. » 1888 New-Castle. p. 44 sowie 190 und 509.
III. » » LX » 1890 Leeds. p. 92 sowie 52.
IV. and Final Report im LXI. Rep. 1891 Cardiff p. 454 sowie 52.

[2]) Siehe deren bereits citierte Schriften.

Das dieser Arbeit zu Grunde gelegte Material ist in Tabelle VI übersichtlich zusammengestellt. Trotzdem erweist sich eine eingehende Besprechung desselben hier als nothwendig, denn es ist nicht nur der Zeit und Art der Gewinnung nach sehr ungleichmäßig, sondern vielfach waren auch Reductionen und, um Einheitlichkeit in den Thermometerangaben zu erhalten, Umrechnungen von Réaumur- in Celsiusgrade nothwendig. War bei den wenigen, meist weit von einander entfernten Beobachtungsstationen, bei dem zeitlich weit auseinander liegenden Beginn der Beobachtungen, sowie bei der Verschiedenheit der Art und Zeit der Bestimmung der Flusswärme eine Kritik der mitgetheilten Werte derselben äußerst schwierig, so wurde wenigstens bezüglich der Lufttemperaturen getrachtet, einwurfsfreie Werte zu erhalten. Es wurden daher stets, soweit sie vorhanden, nur die Angaben der an dem Orte der Messung der Flusstemperatur oder an einem demselben benachbarten Orte befindlichen meteorologischen Station benützt, wobei manchmal freilich noch langwierige Reductionen erforderlich waren. Die Lufttemperatur gab zum Theil auch ein Mittel die Wassertemperaturangaben auf ihre Richtigkeit zu prüfen. Von einer Reduction der Lufttemperatur auf das Niveau der Beobachtungsstelle am Flusse wurde allenthalben abgesehen. Es betrug der größte verticale Unterschied zwischen den beiden Beobachtungsstellen 90 Meter, blieb aber meist unter dem dritten Theil dieser Größe, sodass die Reductionswerte nur wenige Zehntelgrade ausgemacht hätten.

Die Aufzählung des verwendeten Materials beginnt analog der Denkschrift über die deutschen Ströme[1], mit den Beobachtungen an der Weichsel und zu deren Gebiet gehörigen Flüssen, geht dann nach Westen bis zum Rhein, dem die Donau folgt. Vom Unterlauf der letzteren schreitet die Aufzählung, einen zweiten größeren Bogen beschreibend, in umgekehrter Ordnung weiter, indem an zwei südlich des Hauptkammes der Alpen gelegene Stationen die Rhône sich anreiht, wonach die übrigen französischen Flüsse folgen. Den Schluss bilden die Themse zu Greenwich und der südliche Ausfluss des Mälar zu Stockholm.

II.

Das der Untersuchung zu Grunde gelegte Material.

Kritik und Art der Verarbeitung desselben.

Weichselgebiet.

Weichsel zu Krakau. (Anhang Tab. I.)

Die Temperatur der Weichsel wurde während des Zeitraumes von 1876 bis 1885 beobachtet. Es ist dies eine der vom k. k. Reichs-Kriegs-Ministerium ins Leben gerufenen Stationen. Da dieselben ihre Beobachtungen in gleicher Weise anstellten, so dürfte es am zweckmäßigsten sein, diese hier zu besprechen und später mit der Bemerkung: Station des Reichs-Kriegs-Ministerium darauf zu verweisen. Die Messungen

[1] Berlin 1888. Bearbeitet im Auftrage des Herrn Ministers der öffentlichen Arbeiten.

wurden täglich um 8ª mittelst eines Pinselthermometers mit Celsiustheilung vorgenommen. Die fünftägigen und die Monatsmittel derselben, sowie die absoluten Extreme eines jeden Monates sind publiciert in den »monatlichen Uebersichten der Ergebnisse von hydrometrischen Beobachtungen an Stationen der österreichisch-ungarischen Monarchie« der entsprechenden Jahre.[1]) Bei diesen Angaben finden sich manchmal in den Wintermonaten für die Flüsse Minustemperaturen verzeichnet, und zwar nicht nur bei dem monatlichen Minimum, sondern sogar auch bei den Pentaden- und Monatsmitteln wie z. B. Weichsel zu Krakau im Jahre 1878, Januar-Mittel —1.1°, Maximum 0.0, Minimum —4.5, Februar Minimum —6.4.

Donau zu Peterwardein im Jahre 1882

Januar	Mittel —0.9°	Maximum —0.5°	Minimum —1.5°
Februar	» —1.5	» —1.0	» —2.0

Theiß zu Szegedin im Jahre 1882

Januar	Mittel —3.3°	Maximum —2.0°	Minimum —5.0°
Februar	» —2.6	» —2.0	» —4.0

Derartige Beispiele ließen sich noch mehrfach anführen. Wilhelm v. Freeden, welcher 10 Jahre hindurch die Temperatur der Weser beobachtete, theilt als ein Ergebniss seiner Messungen mit, »dass die Stromwärme aus physikalischen Gründen — wenn auch wegen nicht beachteter Verdunstungskälte bei langsamer Beobachtung nicht selten bezweifelt — nie unter Null sinkt, wenn sie auch bei hartem Frostwetter und scharfem trockenem Winde in nächster Nähe der Eisdecke bis an 0° herangeht.«[2]) Danach kann man annehmen, dass die in Rede stehenden Minustemperaturen in Wirklichkeit nicht vorgekommen sind, sondern dadurch verursacht worden sein dürften, dass zwischen dem Herausnehmen des Thermometers aus dem Wasser und dem Ablesen etwas Zeit verstrich, während der die Lufttemperatur und die Verdunstungskälte auf das Instrument einwirken konnten. In wie weit möglicherweise auch die übrigen Angaben ungenau sind, läßt sich nicht entscheiden. Um aber für die Wintermonate richtigere Werte zu erhalten, habe ich bei allen Pentadenmitteln Nullgrad an Stelle der Minustemperaturen eingesetzt und daraus die Monatsmittel neu berechnet, die trotzdem noch etwas zu niedrig sein dürften.

Für die Lufttemperatur wurden die Beobachtungen an der Krakauer Universitäts-Sternwarte benützt, die der Arbeit von Max Margules[3]) entnommen wurden. Da die zehnjährige Beobachtungsreihe der Temperatur der Weichsel, wie ein Vergleich der Monatsmittel von Wasser- und Lufttemperatur für die einzelnen Jahre zeigte, nicht ganz homogen ist, so wurden nur die Jahre 1881 bis 1883 und 1885, welche die beste Uebereinstimmung zwischen beiden zeigten, zur Untersuchung verwandt und daraus vierjährige Mittel berechnet. Außerdem aber wurden auch

---

[1]) Ueber Anordnung des k. k. Reichs-Kriegs-Ministerium zusammengestellt und herausgegeben von der III. Section des technischen und administrativen Militär-Comité. Anhang zum II. Theil des militärstatistischen Jahrbuches. [2]) Mittheilungen aus der Norddeutschen Seewarte. II. Nordwestdeutscher Wetter-Kalender. Hamburg 1869. S. IV. [3]) Temperaturmittel aus den Jahren 1851 bis 1885 für Ost-Schlesien, Galizien, Bukowina, Ober-Ungarn und Siebenbürgen. Jahrbücher der k. k. Central-anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus. Jahrg. 1886. S. 109 ff.

aus der ganzen Beobachtungsreihe ohne Rücksicht auf Lücken und manche zu hohe Werte Mittel gebildet, welche nicht wesentlich von den ersteren abweichen.

Odergebiet.

Oder zu Breslau. (Anhang Tab. II.)

Die Beobachtungen an der Oder werden seit April 1876 seitens des städtischen Wasserwerkes, welches circa 1800 *m* oberhalb der Stadt, von deren Mittelpunkt aus gerechnet, gelegen ist, vorgenommen, und zwar bis Ende 1886 täglich dreimal um 7ª, 12ᵐ und 7ᵖ, von 1887 an jedoch nur zweimal um 7ª und 12ᵐ, weil nach Aussage des Betriebsinspectors die Abendtemperatur fast stets mit der am Morgen übereinstimmend gefunden wurde. Aus diesen drei-, beziehungsweise zweimaligen Messungen wurde das Tagesmittel als arithmetisches Mittel derselben berechnet. Die Monatsmittel davon sind für den Zeitraum vom April 1876 bis März 1888 der Schrift von V. Schneider: Die Wasserversorgung von Breslau früher und jetzt[1], für die übrige Zeit den Verwaltungsberichten der städtischen Gas- und Wasserwerke entnommen, die in den Veröffentlichungen des statistischen Bureau der Stadt Breslau erscheinen. Ueber die Art der Messung sind keine Angaben gemacht. Für die Lufttemperatur wurden die Beobachtungen an der dortigen Universitäts-Sternwarte nach den Angaben der Preußischen meteorologischen Jahrbücher benützt.

Nebenflüsse.

Warthe zu Posen. (Anhang Tab. III.)

Diese Temperaturmessungen wurden gleichfalls vom städtischen Wasserwerke angestellt. Ich verdanke dieselben der Direction der Wasserwerke, welche mir die Originalaufschreibungen überließ. In den mir zur Verfügung gestellten Banden beginnen die Beobachtungen am 17. Januar 1881. Dieselben sollten täglich dreimal, um 6ª, 2ᵖ und 8ᵖ, vorgenommen werden, was jedoch nur selten geschah, sodass man sie vom April 1883 auf die Messung um 6ª beschränkte. Sie sind bis 15. September 1885 mit Réaumur-, von da ab mit Celsiusthermometer gemacht und davon nur die ganzen oder höchstens noch die halben Grade angegeben. Weitere Mittheilungen über die Vornahme der Messungen fehlen. Da die früheren Jahrgänge zu lückenhaft sind, wurden die Beobachtungen erst vom Jahre 1886 an für diese Arbeit benützt. Gleichzeitig mit der Wassertemperatur wurde auch die der Luft gemessen. Da dies aber zu wenig günstigen Terminen geschah, so wurden zum Vergleich die Angaben der dortigen meteorologischen Station, die in den Preußischen meteorologischen Jahrbüchern publiciert sind, verwandt.

Elbegebiet.

Von diesem liegen mehrere Untersuchungsreihen vor, sowohl über den Hauptfluss, als auch über Neben- und Zuflüsse.

Elbe zu Lobositz (Anhang Tab. IVa.)

Von diesen Beobachtungen, die J. Breitenlohner während der Jahre 1866 und 1867 täglich um 2ᵖ mittelst eines Quellentemperatur-

[1] Anhang zur »Festschrift zur Feier der XXIX. Versammlung des Vereines Deutscher Ingenieure in Breslau.« Herausgeg. vom Magistrat Breslau 1888. S. 261.

thermometer von Kapeller anstellte, sind die Monats- und Jahresmittel, sowie die monatlichen Extreme durch Carl Fritsch veröffentlicht worden.[1]) Die Angaben über die Lufttemperatur sind den meteorologischen Jahrbüchern der k. k. Centralanstalt für die Jahre 1866 und 1867 entnommen und stellen sich als aus den Beobachtungen um 8ᵃ, 2ᵖ und 10ᵖ auf wahre 24-stündige Mittel umgerechnete Werte dar. Sie rühren gleichfalls von J. Breitenlohner her und sind ebenso wie die für die Wassertemperatur in Réaumurgraden mitgetheilt.

Elbe zu Dresden. (Anhang Tab. IVb.)

Diese Messungen wurden vom 1. Juni 1861 bis 30. April 1866 täglich um 1ᵖ (1866 2ᵖ) von Emil Kahl, der auch die dortige meteorologische Station versah, bei der Militär-Schwimmschule angestellt und sind in extenso in den Resultaten aus den meteorologischen Beobachtungen im Königreiche Sachsen publiciert.[2]) Weitere Angaben über die Art der Vornahme sind nicht gemacht. Die Monatsmittel der Lufttemperatur sind denselben Jahrgängen der »Resultate« entnommen, wo die Werte dafür sowie für Wassertemperatur, wie dies auch für alle folgenden aus Norddeutschland stammenden Beobachtungsreihen bis zum Jahre 1880 der Fall ist, in Réaumurgraden mitgetheilt werden.

Elbe zu Hamburg. (Anhang Tab. IVc.)

Diese Beobachtungen wurden während der Zeit vom März 1868 bis Ende 1873 vom Director der Norddeutschen Seewarte Wilhelm v. Freeden, und zwar bis Ende 1870 mittelst eines Maximum-Minimumthermometers von Negretti und Zambra, das in einem durchlöcherten Metallkasten frei im Strom aufgehängt war und täglich abgelesen wurde, von 1871 aber aus »freier Hand« angestellt, »da verschiedene Hindernisse den Gebrauch des Maximum-Minimumthermometers als unthunlich erscheinen ließen.« Ueber die Art und Zeit der Messungen »aus freier Hand« ist nichts näheres gesagt. Von beiden Beobachtungsreihen sind nur die Abweichungen der Monats- und Jahresmittel eines jeden Jahres von den 10-jährigen Mitteln der Temperatur der Weser zu Elsfleht in den Jahresberichten der Norddeutschen Seewarte für die Jahre 1869 bis 1873 mitgetheilt, woraus erst die Monatsmittel berechnet werden mussten. Derselbe Vorgang war auch nothwendig, um aus den eben daselbst publicierten Abweichungen der Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur von den 20-jährigen Mitteln die wirklichen Werte für die Monate der einzelnen Jahrgänge zu erhalten, die dann gleich denen für die Wassertemperatur in Celsiusgrade verwandelt wurden. Für die Untersuchung wurden die Mittel aus den Jahren 1869 bis 1873 benützt.

Die Beobachtungen an der Elbe werden seither durch die Deutsche Seewarte fortgesetzt, sie sind jedoch, gleich den seitens der Wasserwerke in Berlin und Bremen an der Spree und Weser gemachten, nicht veröffentlicht und waren gleich diesen nicht zugänglich. Die ersteren sind in letzterer Zeit mehrfach bei Untersuchungen mit in Betracht gezogen worden, so von Voller, das Grundwasser in Hamburg[3]) und Bebber, Bodentemperaturen in Hamburg.[4]) Letzterer Arbeit sind die Mittel der Temperatur der Elbe und der Luft zu Hamburg aus der Zeit von 1886

[1]) Zeitschrift d. österr. Gesellsch. für Meteorologie. III. 1868. S. 335. [2]) 1865. S. 55—59; 1866. S. 61. [3]) Beiheft zum Jahrbuch der Hamburgischen wissenschaftlichen Anstalten. X. 1892. [4]) Meteor. Zeitschr. X. 1893. S. 215.

bis 1891 entnommen. Es fehlen aber die Angaben über Art und Zeit der Beobachtung der Elbetemperatur, sodass dieselben bloß mitgetheilt, nicht aber mit der früheren Reihe combiniert werden. Nach einer brieflichen Mittheilung werden die Beobachtungen um 8ᵃ vorgenommen.

Neben- und Zuflüsse der Elbe.

Moldau zu Prag. (Anhang Tab. Va.)

Wie bereits erwähnt, hat Carl Fritsch im Juni 1840 die Temperatur der Moldau zu beobachten begonnen und diese Messungen bis Ende 1843 regelmäßig fortgeführt. Er nahm dieselbe täglich zweimal in Morgen- und Abendstunden, die jedoch von Monat zu Monat wechselten, vor, ohne jedoch näheres darüber mitzutheilen. Aus den Monatsmitteln der beiden täglichen Beobachtungen, die in den magnetischen und meteorologischen Beobachtungen, angestellt an der Sternwarte zu Prag.[1]) in extenso publiciert sind, wurde das Mittel gebildet und dieses in Celsiusgrade umgerechnet. Die Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur sind der Arbeit von Fritsch: Grundzüge zu einer Meteorologie für den Horizont von Prag,[2]) der die Beobachtungen an der dortigen Universitäts-Sternwarte zu Grunde liegen, entnommen; sie wurden gleichfalls in Celsiusgrade verwandelt. Für die Untersuchung wurden die Mittel aus den Jahren 1841 bis 1843 verwendet.

Schloitzbach zu Großopitz bei Tharandt. (Anhang Tab. Vb.)

Ueber die Temperatur dieses Gewässers, eines Zuflusses der bei Dresden in die Elbe sich ergiessenden Weisseritz wurden im Jahre 1882 täglich Mittags von Prof. Kunze Messungen vorgenommen, deren Resultate in dem Jahrbuche des königl. Sächsischen meteorologischen Institutes für 1883 ohne nähere Angaben veröffentlicht sind Für die Lufttemperatur wurden die Beobachtungen zu Tharandt, von dem Grossopitz nur 4 Kilometer in nordwestlicher Richtung entfernt liegt, aus demselben Jahrbuche benützt

Saale bei Halle. (Anhang Tab. Vc.)

Die Temperatur derselben wurde im Auftrage des Vereins für Erdkunde in Halle in der Zeit vom 1. Juli 1884 bis 30. Juni 1885 täglich zwischen 6 und 7ᵃ, 12ᵐ und 1ᵖ und 6 und 7ᵖ an der Trothaer Schleuse, 3 Kilometer unterhalb von Halle von dem dortigen Schleusenmeister mittelst eines Normalthermometers mit Celsiuseintheilung gemessen. Die Ablesung geschah während sich das Instrument noch im Wasser befand. Die Resultate dieser Beobachtungen sind in dem Aufsatze von W. Ule: Ergebnisse einjähriger Beobachtungen der Wassertemperatur in der Saale bei Halle[3]) zusammengefasst, dem die Monatsmittel der Luft- und Wassertemperatur entnommen wurden.

Eine zweite Reihe derartiger Messungen rührt von R. Scheck her, der vom Juli 1888 bis Juni 1889 dieselben zu Trebnitz, etwa 30 Kilometer unterhalb Halle, täglich um 1ᵖ vornahm, um die frühere Reihe auf ihre Richtigkeit zu prüfen. Auch hievon sind von Ule die Ergebnisse mitgetheilt worden[4]). Dieser Arbeit sind die Angaben über die Wasser- und Lufttemperatur entnommen, welch' letztere von Ule aus den um

[1]) Jahrg. 1841—1843. [2]) Abhandlg. der kgl. böhm. Gesellsch. der Wissensch. (5). VII 1850. [3]) Meteorol. Zeitschr. IV. 1887, S. 273 ff. [4]) Meteorol. Zeitschr. VIII. 1891. S. 392 und 393.

1ᵖ gemachten Beobachtungen zu Trebnitz und dem Unterschied zwischen dem Tagesmittel der Lufttemperatur zu Leipzig und der um 1ᵖ berechnet wurde. Für die erste Jahresreihe der Wassertemperaturen wurden bei der Untersuchung nicht die aus den drei täglichen Beobachtungen als arithmetisches Mittel gerechneten Monatsmittel, sondern nur die Beobachtungen mittags verwandt, um beide Reihen mit einander vergleichen und aus ihnen zweijährige Mittel bilden zu können.

Zilligerbach zu Wernigerode. (Anhang Tab. Vd.)

Die Temperatur dieses Gewässers, welches durch die Holzemme der Bode und durch diese der Elbe tributär wird, wurde acht Jahre hindurch, vom 1. März 1855 bis Ende Mai 1863 von Prof. Hertzer gemessen, und zwar in dem ersten Jahre dreimal, dann aber zweimal täglich in den »ersten Morgen- und in den Nachmittagsstunden,« woraus er dann das Tagesmittel berechnete. Es wurde von ihm jedoch nicht direkt die Wärme des Baches, sondern eines von diesem gespeisten Rohrbrunnens in der Stadt Wernigerode beobachtet. Bis zu diesem Auslauf hat das Wasser eine ungefähr 750 Meter lange Strecke in 0.6—1 Meter tief gelegten Holzröhren zurückzulegen, wozu etwa eine halbe Stunde erforderlich ist, während welcher Zeit nach Hertzer eine erhebliche Wärmeänderung nicht stattfinden soll. Die Resultate seiner Untersuchungen hat Hertzer in seiner bereits erwähnten Schrift »Ueber die Temperatur der Flüsse mit Benützung achtjähriger in Wernigerode angestellten Beobachtungen« eingehend besprochen, in welcher auch die fünftägigen- die Monats- und Jahres-Mittel der Temperatur für die einzelnen Beobachtungsjahre mitgetheilt werden. Hertzer versah zu derselben Zeit auch den Dienst an der meteorologischen Station zu Wernigerode, sodass hier ein sehr homogenes Material vorliegt. Hertzer hat dann vom Januar 1869 bis November 1870 neuerdings Beobachtungen über Wassertemperaturen angestellt, und zwar an einem vom Zilligerbach abzweigenden und auf der ganzen Lauflänge unverdeckten Mühlgraben täglich um 2ᵖ. Beide Reihen geben nicht ganz gleiche Resultate. Da diese Verschiedenheit nicht allein in den anders gewählten Beobachtungsstunden seinen Grund haben dürfte, so wurde bei der Untersuchung das Hauptgewicht auf diese zweite, zwar kürzere Reihe gelegt, welche einwurfsfreier als die erste ist, weil sie direkt einen Fluss betrifft. Dieselbe ist noch nicht veröffentlicht und ich verdanke deren Mittheilung Hertzer. Die Lufttemperaturen sind Dove's Klimatologie von Deutschland, Luftwärme[1]) entnommen.

Wesergebiet.

Weser zu Elsfleth oberhalb Bremens. (Anhang Tab. VI.)

Diese Beobachtungen wurden vom December 1858 bis Ende November 1867 durch Wilhelm v. Freeden mittelst eines Schöpfthermometers mit Halbgradtheilung angestellt, und zwar in den ersten sieben Jahren täglich einmal zwischen 12ᵐ und 2ᵖ, die letzten zwei Jahre täglich zweimal »um die Zeit der täglichen Kreuzung der Temperaturen«. Gleichzeitig versah v. Freeden auch den Dienst der dortigen meteorologischen Station. Er hat diese Beobachtungen selbst bearbeitet und die Ergebnisse derselben im »Nordwestdeutschen Wetterkalender«[2]) mit-

[1]) Preuß. Statistik. XXXI. Berlin 1874. [2]) Hamburg 1869. Auch als Heft 2 der Mitth. aus der Norddeutschen Seewarte.

getheilt. Es finden sich dort die Monats- und Jahresmittel der einzelnen Beobachtungsjahre für Wasser- und Lufttemperatur sowie die 10-jährigen Mittel, ferner die 10-jährigen Mittel der Wasser- und Lufttemperatur für jeden Tag und jede Pentade des Jahres.

An der Weser werden auch zu Bremen von Seiten des dortigen Wasserwerkes Beobachtungen angestellt. Sie sind jedoch nicht veröffentlicht und waren mir auch sonst nicht zugänglich.

Rheingebiet.

Rhein zu Rheineck. (Anhang Tab. VIIa.)

Diese Beobachtungen wurden vom Januar 1890 bis September 1891 anlässlich der naturwissenschaftlichen Durchforschung des Bodenseegebietes täglich Mittags vorgenommen, und zwar derart, dass man das Flusswasser mittelst eines Gefäßes schöpfte und dann die Messungen machte. Das Gefäß blieb längere Zeit im Wasser, damit es die Temperatur desselben annehme. Die Mittheilung der Monatsmittel dieser bisher noch unpublicierten Beobachtungen verdanke ich Prof. F. A. Forel. Für die Lufttemperatur standen für das Jahr 1890 die Beobachtungen der Stationen Altstätten und Bregenz, für das Jahr 1891 jedoch nur die von Bregenz zur Verfügung. Da die Werte an beiden Stationen sich nur wenig von einander unterscheiden, so wurden für alle beiden Jahre die Angaben für Bregenz ohne weitere Reduction benützt, die den Österreichischen meteorologischen Jahrbüchern entnommen sind. Für die Untersuchung wurden nur die Ergebnisse des Jahres 1890 benützt.

Rhein zu Altbreisach. (Anhang Tab. VIIb.)

Von der Abtheilung für Straßen- und Wasserbau im kaiserlichen Ministerium für Elsass-Lothringen werden an mehreren Orten Temperaturbeobachtungen des Rheins vorgenommen. Ich verdanke dem Leiter des meteorologischen Landesdienstes in Straßburg, Hugo Hergesell, die Ueberlassung des Materiales von Altbreisach. Es liegen von dort Messungen seit 1874 vor. Ich benutzte, um Gleichzeitigkeit mit Speyer zu erzielen, aber nur die Jahre 1889 bis 1892. Die Beobachtungen wurden um 12 Uhr Mittags früher in Réaumur- später in Celsiustheilung vorgenommen. Für die Lufttemperatur wurden die Angaben von Freiburg i. Br. aus den Jahresberichten des Centralbureau für Meteorologie und Hydrographie im Großherzogthume Baden ohne weitere Reduction benützt.

Rhein zu Kehl.

Diese Beobachtungen wurden während zehn Jahren, von 1850 bis 1859, durch M. Feller gemacht. In derselben Zeit wurden auch an der Ill zu Straßburg durch die Schleusenwärter Temperaturmessungen angestellt und gleichzeitig die Lufttemperatur zu Straßburg und Kehl beobachtet. Es wurden täglich drei Ablesungen vorgenommen und daraus das Tagesmittel gebildet. Bertin hat dieses Material bearbeitet, theilt aber[1]) nur die 10-jährigen Monatsmittel davon mit, und gibt auch keine nähere Auskunft über Art und Zeit der Messungen.

---

[1]) Opuscules de météorologie 3., comparaison des températures du Rhin et de l'Ill et de l'air à Strasbourg et à Kehl. Mém. Soc. nat. de Strasbourg. V. 2. 1861.

Rhein zu Speyer (Anhang Tab. VIIc.)

Diese Beobachtungen werden seit Beginn des Jahres 1889 auf Anordnung des Vorstandes der Kreisbaubehörde, dem ich auch die Ueberlassung des bisher unpublicierten Materiales verdanke, täglich um 6ª im Sommer, beziehungsweise 7ª im Winter angestellt. Die Angaben sind nur in ganzen oder höchstens halben Réaumurgraden gemacht. Die Messungen geschahen — nach brieflicher Mittheilung des kgl. Regierungs- und Kreisbaurathes Feil — mit einem gewöhnlichen Thermometer in der Nähe des Wasserspiegels an einer Stelle, woselbst der Stromstrich hart am Ufer anliegt. Die Werte für die Lufttemperatur sind den entsprechenden Jahrgangen der meteorologischen Beobachtungen im Königreiche Bayern entnommen.

Neben- und Zuflüsse des Rheins.

Ill bei Straßburg.

Diese Messungen sind bereits bei Besprechung der Beobachtungen am Rhein zu Kehl erwähnt worden, weshalb darauf verwiesen sei. Hier seien gleich die Temperaturmessungen angeschlossen, die an einem aus den Hochvogesen kommenden Zufluss derselben, der **Fechte**, zu **Logelbach** westlich von Kolmar gelegen, von Charles Grad vom Juli 1866 bis Juni 1867 täglich zweimal, um 7ª und 4ᵖ gemacht wurden, während zur selben Zeit auch die Lufttemperatur im benachbarten Türkheim aufgezeichnet wurde. Diese Beobachtungen wurden von Ch. Grad selbst bearbeitet,[1]) welcher davon die monatlichen Mittel und Extreme mittheilt, ohne jedoch nähere Angaben über die Art der Messungen zu machen.

Neckar zu Berg bei Stuttgart. (Anhang Tab. VIIIa.)

Diese Beobachtungen werden von Seiten des städtischen Wasserwerkes gemacht, und zwar geschehen sie derart, dass in einem Gefäß das Flusswasser geschöpft und hierauf dessen Temperatur gemessen wird. Das Gefäß bleibt längere Zeit im Wasser, sodass es dessen Wärme annehmen kann. Die Messungen fanden bis Februar 1886 täglich einmal um 8ª, von dieser Zeit an jedoch zweimal um 8ª und 6ᵖ statt, mit Ausnahme von Sonntagen, an welchen nur um 8ª beobachtet wird. Die Angaben sind in Réaumurgraden und zwar bis zu Viertelgraden gemacht. Von diesen bisher noch nicht bearbeiteten, und auch nicht publicierten Beobachtungen wurden mir vom städtischen Bauamte zu Stuttgart die Jahrgänge April 1884 bis März 1887 und April 1888 bis März 1892 zur Verfügung gestellt. Dieselben wurden in der Weise benutzt, dass für die Gesammtreihe die Beobachtungen um 8ª, für die zweite aber auch die zu den beiden täglichen Terminen angestellten in Betracht kamen. Die Ergebnisse beider zeigen nur kleine Unterschiede. Für die Lufttemperatur wurden die Angaben für die Station Stuttgart, die etwa 3·5 Kilometer südlich von der Messungsstelle liegt, den meteorologischen Beobachtungen im Königreiche Württemberg entnommen. Für die Untersuchung wurden die Mittel aus den zweimaligen täglichen Beobachtungen des Zeitraumes von April 1888 bis März 1892 benützt.

[1]) Observations sur la température des eaux courantes en Alsace. Bull. Soc. hist. nat. Colmar. VIII et IX. 1868. 1867 und Sur la température des eaux courantes. Compt. rend. de l' Acad. des Sc. LXV. 1867 p. 817 (Es lag mir nur die letztere Arbeit vor.)

Main zu Bayreuth. (Anhang. Tab. VIII b.)

Diese Beobachtungen wurden in den Jahren 1851 bis 1859 von Blumenröder angestellt, der gleichzeitig auch die größte Sorgfalt auf meteorologische Untersuchungen verwandte. Die Angaben sind der Arbeit: 49jährige Beobachtungen zu Bayreuth[1]) entnommen. Danach wurde die Temperatur des Mains alltäglich mit einem genau verglichenen Quellenthermometer in der Weise bestimmt, dass das Instrument in einem Gefäß auf 0.3 bis 0.6 Meter Tiefe versenkt und nach einer Weile, wenn sicher angenommen werden konnte, dass es die Temperatur des Wassers angenommen habe, in dem Gefäße selbst heraufgezogen wurde. Die Zeit der Beobachtung ist nicht erwähnt. Die Mittel der Lufttemperatur sind aus täglich sechsmaligen Ablesungen sowie aus den Angaben eines Maximum- und Minimumthermometers berechnete sogenannte »wahre Mittel.«

Maas bei Lüttich.

In der Untersuchungen von Spring und Prost über die suspendierten und gelösten Substanzen des Wassers der Maas zu Lüttich[2] finden sich tägliche Angaben über die Temperatur vom 13. Nov. 1882 bis 13. Nov. 1883 doch ohne weitere Bemerkungen über Art und Zeit der Beobachtungen. Da mir ferner keine Werthe für die Lufttemperatur von Lüttich für diese Zeit zur Verfügung standen, die Angaben von Maastrich wegen allzuungünstiger Termine (8ᵃ 2ᵖ und 7ᵖ) nicht benützbar sind, so musste für diesen Ort der Vergleich mit der Lufttemperatur unterbleiben.

Donaugebiet.

Wie im Elbegebiet, so sind auch in dem der Donau mehrfach Temperatur-Beobachtungen sowohl am Hauptstrom, als auch an Neben- und Zuflüssen gemacht worden.

Donau zu Dillingen.

Professor Pollak in Dillingen hat während der Jahre 1844 bis 1847 die Temperatur der Donau wöchentlich einmal im Laufe des späteren Nachmittags und 1846 und 1847 ebenso auch die Temperatur der Egge, eines aus dem Jura kommenden Nebenflüsschens der Donau bestimmt. In dem Aufsatze: Ueber die Temperatur des Fluss- und Quellwasser bei Dillingen[3]) theilt er die daraus sich ergebenden Monatsmittel, sowie die Monatsmittel der gleichzeitig beobachteten Lufttemperatur mit. Die Ablesungen des Thermometers (jedenfalls eines mit Réaumurtheilung), geschahen während das Instrument sich im Wasser befand. Von der Lufttemperatur hatten die Tagesmittel bloß für die Jahre 1844 und 1845, jedoch nur aus drei ungünstigen Terminen berechnet werden können. Um aber bessere und für die ganze Beobachtungsperiode giltige Werte für die Lufttemperatur zu erhalten, reducierte ich die Monatsmittel der Temperatur von München aus den Jahren 1844 bis 1847[4]) mit Hilfe des Unterschiedes, der zwischen den von Singer[5] herge-

---

[1]) Meteorol. Beobacht. im Kgr. Bayern. I. Jahrg. 1879. S. XXXXIII—XXXXVI und S. 161—181. [2]) Etude sur les Eaux de la Meuse. Annales de la Soc. géolog. de Belgique. Liege. XI. 1883-84. p. 123—220. [3]) Lamont's Astron. Kalender für das Königr. Bayern auf 1851. München 1849. [4]) Entnommen: Lang, 67jährige Beobachtungen in München. Beob. der meteor. Stat. im Kgr. Bayern. IV. Jahrg. 1883. S. 169. [5]) Temperatur-Mittel für Süddeutschland. Ebd. X. Jahrg. 1888. Anhang 2.

leiteten dreißigjährigen Monats- und Jahresmitteln der Lufttemperatur von München und Dillingen besteht, auf letzteren Ort.

Um feststellen zu können, ob und mit welcher ungefähren Genauigkeit die aus den Beobachtungen von München berechneten Werte verwendet werden dürfen, wurden für München aus den Jahren 1837 bis 1844, für welche Zeit Pollak die Monatsmittel gebildet und diese mit Hilfe des oben erwähnten Temperaturunterschiedes auf Dillingen reduciert. Danach sind die wahren Werte meist größer als die berechneten und zwar im Jahresmittel um 0.4°, im Monatsmittel im Maximum um 1.3° im Juni. Früher und später wird dieser Unterschied zwischen berechneten und wahren Mitteln kleiner, und geht im September und October einerseits, im Januar und Februar anderseits in negative Größen über. Bei der nicht allzugroßen Zuverlässigkeit, welche wöchentlich nur einmaligen Temperaturmessungen im Monatsmittel anhaftet, ist es jedenfalls erlaubt, die durch Reduction gewonnenen Größen der Lufttemperatur mit denen der Wassertemperatur zu vergleichen.

Die Temperatur-Beobachtungen, die Carl Fritsch im **Wiener Donaucanal** anstellte[1]) sind zu sporadisch, um daraus ein nur annähernd genaues Mittel erhalten zu können. Dieselben blieben daher unberücksichtigt.

Donau zu Peterwardein. (Anhang. Tab. IX.)

Während der Jahre 1876 bis 1885 bestand hier eine Station des Reichs-Kriegs-Ministeriums. Ebenso wie bei der Weichsel, mussten auch in diesen Beobachtungen vorkommende Minustemperaturen eliminiert werden. Für die Lufttemperatur wurden die Angaben der meteorologischen Station im gegenüberliegenden Neusatz ohne Reduction verwandt, die den Jahrbüchern der Ungarischen meteorologischen Centralantalt entnommen sind. Für die Monate August 1876 bis December 1877 fehlen jedoch diese Beobachtungen. Da für die Monate December 1876 bis Februar 1877 auch anscheinend zu hohe Werte für die Wassertemperatur angegeben sind, so wurden nur die Jahrgänge 1878 bis 1885 zur Untersuchung verwandt.

Neben- und Zuflüsse der Donau.

Ach zu Memmingen.

Die Temperatur-Beobachtungen dieses Zuflusses der Iller wurden vom December 1885 bis November 1886 mittelst eines Maximum- und Minimumthermometers angestellt, das in einem Kasten von Zinkblech mit durchlochten Wänden in dem Bache angebracht war. Die monatlichen Mittel der Extreme und die daraus berechnete Mitteltemperatur, sowie auch monatliche Mittel von Quellentemperaturen werden vom Beobachter Theodor Hildenbrand in den Ergebnissen von »zwölfmonatlichen Beobachtungen der täglichen Temperaturschwankungen in der Memminger Ach im Vergleich mit der Lufttemperatur«[2]) mitgetheilt. Diese Beobachtungen sind insbesondere deshalb wertvoll, weil die Ach an der Messungsstelle erst eine Lauflänge von 3 Kilometer besitzt und weil gleichzeitig die Temperatur von Quellen, die unter ähnlichen Bedingungen wie die erstere entstehen, untersucht wurde. Die Lufttemperatur ist

[1]) Jahrbücher der k. k. meteorolog. Centralanstalt. 1853–1855. V–VII.
[2]) 29. Jahresber. der naturwiss. Ver. für Schwaben und Neuburg. 1887. S. 311 und 312 und Tabelle hiezu.

den meteorologischen Beobachtungen in Bayern entnommen; es wurden aber die aus den Angaben eines Maximum- und Minimumthermometers gewonnenen Werte nach München auf wahre 24stündige Mittel reduciert.

Egge bei Dillingen.

Ueber die Messungen in diesem Flüsschen ist das Nähere bei der Besprechung der Untersuchungen von Prof. Pollak an der Donau zu Dillingen gesagt worden, auf welche deshalb hier verwiesen sei.

Lech bei Augsburg. (Anhang Tab. X.)

Diese Beobachtungen werden bei dem Maschinenhaus des städtischen Wasserwerkes, welches etwa 3 Kilometer oberhalb der Stadt am Lech liegt, gemacht. Sie werden täglich Mittags mittelst eines Schöpfthermometers mit Réaumurtheilung, das längere Zeit im Wasser gelassen wird, vorgenommen, und zwar in der Regel bis auf einen Halb-, vielfach aber auch auf einen Viertelgrad genau. Der Beobachter, Maschinenmeister Friedrich Rohmeder, hatte die Güte, mir die Beobachtungen von 1881 an, die bisher weder bearbeitet noch publiciert wurden, in Abschriften mitzutheilen. Die Angaben der Lufttemperatur sind den meteorologischen Beobachtungen in Bayern entnommen.

Isar zu München. (Anhang Tab. XI.)

Von derselben sind zwei Reihen von Beobachtungen vorhanden. Diejenigen der ersten Reihe wurden vom Mai 1852 bis April 1856 täglich um 1^{p} bei der Bogenhauser Brücke angestellt. Sie sind in extenso in den Annalen der kgl. Sternwarte bei München[1]) abgedruckt, jedoch ohne nähere Angaben über die Art ihrer Gewinnung. Aus den daselbst mitgetheilten uncorrigierten Werten wurden die Monatsmittel berechnet, daran die Thermometercorrection angebracht und diese Zahlen dann in Celsiusgrade umgerechnet. Auf Veranlassung der Commission für die Wasserversorgung der Stadt München wurden vom September 1874 bis August 1875 abermals Beobachtungen angestellt, deren Monatsmittel ohne weitere Angaben in dem Werke: »Der Wasserbau an den öffentlichen Flüssen im Königreiche Bayern«[2]) veröffentlicht sind. Aus beiden Reihen bildete ich die fünfjährigen Mittel. Für die Lufttemperatur wurden die entsprechenden Zahlen aus Lang's Arbeit, 67-jährige Beobachtungen zu München[3]) entnommen.

Inn bei Rosenheim. (Anhang Tab. XII.)

Die Beobachtungen am Inn wurden durch die kgl. bayer. oberste Baubehörde im August 1879 zu Tiefenbach, ungefähr 15 Kilometer südlich von Rosenheim, begonnen und bis zum 18. November 1881 fortgesetzt; seither werden dieselben zu Neubeuern, etwa 6 Kilometer weiter nördlich als ersterer Ort gelegen, fortgeführt. Dieselben werden Mittags angestellt. Für die Jahre 1879 und 1880 sind die Monats-, Vierteljahr- und Jahresmittel in Reaumurgraden in dem bereits erwähnten Werke der obersten Baubehörde mitgetheilt, jedoch ohne nähere Angaben über die Art der Messung. Die anderen bisher unbearbeiteten

[1]) IX 1857 S. 121—125. [2]) Herausgeg. v. d. kgl. oberste Baubehörde München 1886 bis 1888. [3]) Beobachtungen der meteorolog. Stationen im Kgr. Bayern IV. 1883.

Jahrgänge wurden mir von der obersten Baubehörde im Original zur Verfügung gestellt. Da beide Beobachtungsstationen nur in geringer Entfernung von einander liegen, in welcher der Inn durch keinerlei größere Zuflüsse beeinflusst wird, so konnten beide Reihen ohne Bedenken in eine vereinigt werden. Gleichzeitig mit der Wassertemperatur wurde auch die Lufttemperatur an beiden Orten gemessen. Da diese einmaligen Beobachtungen nicht genügen, so wurden die an der Station Rosenheim gewonnenen benützt, die den meteorologischen Beobachtungen in Bayern entnommen und, da dieselben nur das Mittel des täglichen Maximum und Minimum sind, nach München auf wahre 24-stündige Werte reduciert wurden.

Es folgen nun zwei Zuflüsse des Inn, die **Sill**, welche zu **Innsbruck** und die **Salzach**, welche zu **Salzburg** beobachtet wurde (Anhang Tab. XIII und XIV). Beide Stationen sind vom Reichs-Kriegs-Ministerium ins Leben gerufen worden und waren von 1876 bis 1885 in Thätigkeit. Da die Monatsmittel der Wassertemperaturen des Sillcanales unter einander wenig Gleichmäßigkeit aufweisen, so wurden zur Untersuchung nur die Jahrgänge 1880 bis 1885 verwendet, deren Angaben beim Vergleich mit der Lufttemperatur ziemlich übereinstimmen. Die Werte für die letzteren sind der Arbeit von Hann: »Temperaturmittel aus der Periode 1851 bis 1885 für die österreichischen Alpen und deren Grenzgebiete«[1]) entnommen.

Bei der Salzach wurden nur die Jahrgänge 1876 bis 1880 zur Untersuchung benützt, da die anderen lückenhaft und zum Theil wenig gleichmäßig sind. Auch bei diesen Monatsmitteln mussten einzelne Minustemperaturen eliminiert werden. Die Werte für die Lufttemperaturen sind den Jahrbüchern der k. k. meteorologischen Centralanstalt entnommen.

Seit 1. Juni 1891 sind die Beobachtungen an der Salzach wieder aufgenommen und Prof. E. Fugger hat die täglichen Messungen, die um 9ᵃ vorgenommen werden, die tägliche mittlere Lufttemperatur und die um 7ᵃ, dann Menge und Art des Niederschlages, und den Wasserstand der Salzach vom Juni 1891 bis December 1892 kürzlich veröffentlicht.[2]) Dieselben konnten nicht mehr verwendet werden. Ebenso wurden auch die Untersuchungen Woldřich's über die Temperaturverhältnisse der Gewässer in der Stadt Salzburg (Salzach und Almfluss)[3]) nicht benützt, da derselbe nur monatlich eine Messung vornahm.

Wienfluss in Wien.

Die Angaben über die Temperatur des Wienflusses rühren von dem schon mehrmals genannten Carl Fritsch her, der darüber vom 1. März 1853 bis 1. März 1855 zuerst nur sporadische, dann (vom Juni 1853 bis Januar 1855) aber fast täglich Beobachtungen anstellte. Dieselben geschahen im Laufe des Nachmittags zwischen 3 und 6ᵖ, meistens aber zwischen 4 und 5ᵖ. Ich berechnete aus den einzelnen Beobachtungen ohne Rücksicht auf die verschiedenen Termine die Monatsmittel, die dann in Celsiusgrade verwandelt wurden, und zwar bloß für die Monate Juni 1853 bis December 1854, da die Messungen im März bis Mai 1853 und Februar und März 1855 zu sporadisch sind. Für die Lufttemperatur

---

[1]) Jahrbücher der k. k. meteorologischen Centralanstalt. Jahrg. 1885. S. 247 bis 276. [2]) Mittheilungen der Gesellsch. f. Salzburger Landeskunde. XXXIII. 1893. [3]) Ebenda. V. 1865. S. 131—145.

wurden die Monatsmittel von wirklichen 24-stündigen Beobachtungen an der k. k. meteorologischen Centralanstalt benutzt und zu diesem Zwecke in Celsiusgrade umgerechnet.[1] Bei der Untersuchung wurde nur das Jahr 1854 verwendet.

Theiß zu Szegedin. (Anhang Tab. XV.)

An der Theiß, als Station des Reichs-Kriegs-Ministeriums, wurden von 1876 bis 1885 Beobachtungen vorgenommen. Doch konnten nicht alle Jahrgänge derselben zur Untersuchung benutzt werden, da die Monatsmittel untereinander im Vergleich mit der Lufttemperatur wenig Gleichmäßigkeit zeigten. Es wurden daher nur die Jahre 1876 und 1882 bis 1885, wo dies am wenigsten hervortrat, verwendet, und bei diesen die Minustemperaturen eliminiert; einzelne zu hohe Monatsmittel wurden nicht berücksichtigt. Für die Lufttemperatur sind die Angaben den Jahrbüchern der Ungarischen meteorologischen Centralanstalt entnommen.

Košavabach zu Sarajevo. (Anhang Tab. XVI.)

Seit dem Jahre 1880 trat, wie erwähnt, zu den sechs Beobachtungsstationen des Reichs-Kriegs-Ministerium obige neu hinzu, die ebenfalls bis 1885 thätig war. Bei den von ihr gelieferten Monatsmitteln wurden die vorkommenden Minustemperaturen eliminiert, und einzelne offenbar zu hohe Werte außeracht gelassen. Bei der Bildung der sechsjährigen Mittel wurden vorhandene Lücken nicht berücksichtigt. Die Angaben für die Lufttemperatur sind den Jahrbüchern der k. k. meteorologischen Centralanstalt entnommen. Für die Jahre 1883 und 1885 sind bloß die Monatsmittel der Terminbeobachtungen um 8^a, 2^p und 8^p mitgetheilt, woraus erst das Tagesmittel gerechnet werden musste. Da die Art der Mittelbildung aus diesen Terminen aus den früheren Jahrgängen des meteorologischen Jahrbuches nicht zu ersehen war, entschied ich mich für die Combination $\frac{\frac{1}{3}(8+2+8)+\frac{1}{2}(8+8)}{2}$, die, wie Vergleiche an anderen Stationen mit 24-stündigen Mitteln ergaben, ein sehr gutes Mittel liefert.

Etschgebiet.

Etsch zu Trient. (Anhang Tab. XVII.)

Die Temperaturmessungen an der Etsch zu Trient rühren aus den Jahren 1876 bis 1885 her, während welcher Zeit dortselbst zu diesem Zwecke eine Station des Reichs-Kriegs-Ministeriums errichtet worden war. Wie bei den anderen dieser Stationen wurden auch bei den von letzterer Station gelieferten Monatsmitteln vorkommende Minustemperaturen eliminiert, und hierauf die mehrjährigen Mittel ohne Berücksichtigung vorhandener Lücken gebildet. Für die Lufttemperatur wurden die Angaben der Jahrbücher der k. k. meteorologischen Centralanstalt verwendet. Da während der Beobachtungsperiode die Lage und die Höhe der meteorologischen Station zweimal Aenderungen erfuhren, so reducierte ich mit Hilfe der von Hann berechneten 30-jährigen Mittel[2] für Trient (Stadt) in 210 Meter und für die landwirthschaftliche Schule bei Trient in 280 Meter Meereshöhe alle Beobachtungen auf das Niveau von

[1] Jahrbücher der k. k. meteorol. Centralanstalt. 1853—1855. V - VII. [2] A. a. O. Siehe Sill zu Innsbruck (S. 17)

210 Meter. Für die Jahre 1883 und 1884, für welche keine Beobachtungen vorlagen, interpolierte ich die Werte nach den Angaben der ungefähr 20 Kilometer im Etschthal aufwärts gelegenen meteorologischen Station San Michele mit Hilfe des Unterschiedes, der nach den von Hann gegebenen 30-jährigen Mitteln zwischen dieser Station und Trient (Stadt) besteht.

Pogebiet.

Ticino bei Pavia.

Diese Beobachtungen wurden vom März 1869 bis Februar 1870 täglich Mittags in 0.5 und 1 Meter Tiefe angestellt, und sind ohne nähere Angaben über die Art ihrer Gewinnung in dem Suplemento alla Meteorologia Italiana[1]) veröffentlicht. Der »Meteorologia Italiana« sind auch die Monatsmittel der Lufttemperatur entnommen, die das arithmetische Mittel der Temperaturbeobachtungen um 6ᵃ, 3ᵖ und 9ᵖ sind. Die meteorologische Station versah zu dieser Zeit Prof. Cantoni, auf dessen Anregung, wenn nicht sogar durch ihn selbst, die Temperaturmessungen im Ticino gemacht sein dürften.

Rhônegebiet.

Rhône zu St. Maurice (Canton Wallis).

Diese Beobachtungen wurden während des Jahres 1886 auf Anregung Prof. F. A. Forel's täglich Mittags vorgenommen, welcher in dem Aufsatze: le ravin souslacustre du Rhône dans le lac Léman[2]) die Monatsmittel davon mittheilt, ohne nähere Angaben über die Art der Messung zu machen. Da in dem Jahre in St. Maurice keine Beobachtungen der Lufttemperatur angestellt wurden, so benützte ich die Angaben der 12 Kilometer weiter abwärts im Rhônethal und fast in gleicher Meereshöhe gelegenen meteorologischen Station in Aigle ohne weitere Reduction.

Gleichzeitig fanden auch Beobachtungen der Temperatur der **Rhône** (Anhang Tab. XVIII) unmittelbar bei ihrem Austritt aus dem Genfer See zu **Genf** statt. Dieselben begannen, wie schon erwähnt, bereits im Jahre 1853 und werden seither ununterbrochen fortgeführt. Sie werden mit Ausnahme der Sonntage täglich um 11ᵃ in 1 Meter Tiefe mittelst eines Thermometers angestellt, das in einem Glasrohre lose befestigt ist, sodass es vom Wasser umspült werden kann. Das Instrument bleibt genügende Zeit im Wasser und die Ablesung geschieht so lange das Wasser noch in dem unten geschlossenen Glasrohre ist.[3]) Diese sowie auch die meteorologischen Beobachtungen werden in extenso in dem Résumé météorologique pour Genève et le Grand St. Bernard veröffentlicht, die den Archives des Sciences phys. et nat. de la Bibliothèque universelle monatlich beigegeben sind.

Rhône zu Lyon. (Anhang Tab. XIX.)

Wie schon zu Beginn erwähnt, sind diese Beobachtungen in den Jahren 1838 bis 1843 durch J. Fournet gemacht worden. Gleichzeitig nahm er auch solche am Saônefluss vor. Er theilt davon nur die sechs-

[1]) Anno meteorologico 1869—1870, p. 8. [2]) Bull. de la Soc. Vaud. d. sc. nat. XXIII 1887. [3]) Résumé météorol. de l'année 1853, p. 10.

jährigen Monats- und Jahresmittel mit, ohne Angaben über Art und Zeit dieser Beobachtungen und über die gleichzeitige Lufttemperatur [1]) Diese Beobachtungen sind auch von Dove in seiner bereits erwähnten Untersuchung [2]) verwendet worden, der dort auch die Monatsmittel der Lufttemperatur bringt. Die von Fournet und Dove gegebenen Werte für die Wassertemperaturen differieren von einander namentlich in den Wintermonaten bis zu einem Grad. Es ist mir nicht möglich, eine Erklärung für diese Verschiedenheit zu geben, da mir die Quelle, woraus Dove seine Angaben entnahm [3]), nicht zugänglich war.

In den Jahren 1870 bis 1879 wurden abermals Beobachtungen über die Temperatur der Rhône und der Saône angestellt. Dieselben geschahen täglich, gleichzeitig mit Messungen der Wasserhöhe und der Lufttemperatur. Die Ergebnisse aller dieser Messungen sind in extenso veröffentlicht, für die Jahre 1870 bis 1878 in den darauffolgenden Jahrgängen der Annales de la Société d'agriculture de Lyon, für das Jahr 1879 im zweiten Jahresberichte der Commission départementale de météorologie du Rhône. Letzterer war mir nicht zugänglich; ich verwendete daher nur die Jahrgänge 1870 und 1878 zur Untersuchung und benützte für die Lufttemperatur die Angaben in André: Recherches sur le climat du Lyonnais [4]), da in den Besprechungen die Ergebnisse der zehnjährigen Messungen [5]) ebenfalls keine Lufttemperaturen mitgetheilt werden. Da beide Reihen an jedem der beiden Flüsse ungefähr dieselben Resultate ergaben, so vereinigte ich sie zu je einer Reihe, aber unter Berücksichtigung der ungleich langen Beobachtungsperioden.

Nebenflüsse der Rhône.

Arve zu Genf.

Diese Beobachtungen wurden von Boné Baëff während des Jahres 1890 täglich zwischen 1ᵖ und 2ᵖ mittelst eines in einem größeren Gefäß befindlichen, genau verglichenen Thermometers im Schatten angestellt. Das Gefäß blieb genügende Zeit im Wasser, bis es die Temperatur desselben angenommen hatte. Die Beobachtungsstelle war ungefähr 500 Meter oberhalb der Einmündung der Arve in die Rhône gelegen. Die Resultate seiner Messungen sind von Baëff in extenso mitgetheilt worden,[6]) doch mussten daraus erst die Monatsmittel berechnet werden. Die Angaben für die Lufttemperatur wurden dem Résumé météorologique pour Genève entnommen.

Saône zu Lyon. (Anhang Tab. XIX.)

Diese Beobachtungen wurden stets gleichzeitig und im Zusammenhang mit denen an der Rhône vorgenommen und auch dort erwähnt worden, sodass also darauf verwiesen wird.

Als eines Zuflusses des Genfer Sees ebenfalls zum Rhônegebiet gehörend, seien hier die Beobachtungen an der **Morge**, eines kleinen

[1]) Commission hydrométrique de Lyon I. Chap. V. Thermométrie des cours d'eau. Ann. de la Soc. d'agric. de Lyon 1866. S. 101 ff. Die an derselben Stelle, 1844, p. 264 ff. erschienene Arbeit von Fournet: Note sur la température des eaux du Rhône bringt nur einzelne Beobachtungen, aber keine Mittelwerthe aus seinen regelmäßigen Messungen. [2]) Zeitschr. für allg. Erdk. N. F. III. 1857. S. 522. [3]) Bravais, géographie physique et physique du sol de la France. [4]) Ann. de la Soc. d'agr. de Lyon. 1880. p. 130 und 131. [5]) Ciel et terre. IV. p. 212 und 213 und danach in der Zeitschr. d. österr. Gesellsch. für Meteorol. XVIII. 1883. S. 303. [6]) Les eaux de l'Arve. Genève 1891.

Flüsschens, das bei **Morges**, südwestlich von Lausanne in den See sich ergießt, angeschlossen. Dieselben wurden von Prof. F. A. Forel im Jahre 1889 zwar nicht täglich, doch meist mehr als fünfzehnmal im Monat angestellt, und zwar in der Weise, dass in einem Gefäß das Flusswasser geschöpft wurde. Um die Temperatur des Gefäßes zu eliminieren, wurde die Messung mehrmals wiederholt. Ueber die Beobachtungsstunde ist keine Mittheilung gemacht. Die Monatsmittel dieser Messungen sind Forel's Werk: le Léman[1]) entnommen. Für die Lufttemperatur benützte ich, da in Morges keine Station bestand, die Angaben von Genf aus den Annalen der Schweizerischen meteorologischen Centralanstalt ohne jede Reduction.

Loiregebiet.

Loir zu Vendôme [Dep. Loir et Cher]. (Anhang Tab. XX.)

Die eingehendsten Untersuchungen über die Temperatur eines Flusses rühren von E. Renou her. Dieser hat, wie aus seinem Aufsatze: comparaison des températures de l'air et du Loir 1851[2]) hervorgeht, im Hafen zu Vendôme durch vier Jahre, von 1848 1851, täglich um 4^a und von 6^a bis 10^p zu jeder Stunde Beobachtungen über die Temperatur des Loir und der Luft vorgenommen. In dem angeführten Aufsatze sind davon jedoch nur die Monats- und Jahresmittel der Temperatur des Loir und der Luft für das Jahr 1851 mitgetheilt, da die entsprechenden Werte in den anderen Jahren sich nur wenig von letzteren unterschieden hätten. Die Ergebnisse der Jahre 1848 bis 1850 scheinen nicht publiciert worden zu sein. In ausführlicher Weise hat dann Renou die Beobachtungen aus dem Jahre 1851 und aus den Jahren 1852 bis 1854, während welcher er dieselben fortführte, veröffentlicht[3]). Nämlich:

Vom Jahre	die Monatsmittel der Wassertemperatur	für die Beobachtungsstunden
1851	von Januar bis März	für alle 24 Stunden
	» April	um 7^a, 12^m, 3^p
	» Mai bis August	für alle 24 Stunden
	» September	» 7^a, 3^p, 4^p, 10^p
	» October	» 6^a, 7^a, 3^p, 10^p
	» November u. December	für alle 24 Stunden
1852	» Januar bis April	» 4^a, von 6^a—10^a und von 12^m bis 7^p stündlich, 10^p
	» Mai bis August	» 7^a, 12^m, 3^p, 10^p
	» September	» 4^a, 6^a—10^a stündlich,
		» 12^m, 2^p—5^p stündlich, 7^p, 10^p
	» October bis December	» 7^a, 9^a, 3^p
1853	» Januar bis Juni	» 9^a, 12^m, 3^p, 10^p
	» Juli bis December	» 7^a, 9^a, 12^m, 3^p, 10^p
1854	» Januar bis December	» 7^a, 11^a, 3^p, 7^p, 10^p

Außerdem die absoluten Extreme für jeden Monat dieser Jahre. Noch häufiger, in den Jahren 1851, 1853 und 1854 stündlich, sind die

[1]) l. Lausanne 1892 p. 318. [2]) Extrait communiqué par M. Faye Compt. rend de l'Acad. de Sc. XXXIV. 1852. T. 1. p. 916 bis 918. [3]) Annuaire météorol. de la France pour 1852. IV• Année. p. 237 248. Annuaire de la Soc. météorol. de France. I. 1853 p. 179—192. II. 1854. p. 93—108. III. 1855. p. 25—40.

Beobachtungen der Lufttemperatur, wovon an derselben Stelle ebenfalls die Monatsmittel für die Beobachtungsstunden mitgetheilt sind, sodass hier ein äußerst wertvolles und genaues Untersuchungsmaterial vorliegt.

Auf Renou's Ersuchen hat Valin im Jahre 1851 während der Monate Februar bis August und im December in **Tours** die Temperatur der **Loire** täglich um 11ᵃ gemessen und um 6ᵃ, 2ᵖ und 10ᵖ Beobachtungen über die Lufttemperatur angestellt, wovon Renou zum Vergleiche mit seinen Messungen die Monatsmittel mittheilt. Renou's oben erwähnter Aufsatz hat damals eine lebhafte Erörterung hervorgerufen, an der Babinet,[1] M. Faye[2]) und W. Rankine theilnahmen.[3])

Seinegebiet.

(Anhang Tab. XXI und XXII.)

Seit 1. Juli 1856 wird an verschiedenen Punkten in und um Paris die Temperatur fließender Gewässer gemessen[4]). Es standen mir jedoch nur Beobachtungen der **Seine** bei der Austerlitzbrücke von 1871 an und der **Marne** im Park von **Saint Maur** von 1873 zur Verfügung. Von den ersteren sind die Monatsmittel, gewonnen aus den Messungen um 8ᵃ und 3ᵖ in den einzelnen Jahrgängen der Observations sur le cours d'eau et la pluie[5]) nebst den Monatsmitteln der Lufttemperatur, welche aus Maximum und Minimum berechnet sind, mitgetheilt. Von der Marne sind die Temperaturbeobachtungen um 6^{30a} im Sommer beziehungsweise 7^{30a} im Winter und 3^{30p} in extenso in den Beobachtungen der meteorologischen Hauptstation zu Saint Maur, 11.5 Kilometer ESE von Paris gelegen, abgedruckt[6]. Aus den Monatsmitteln dieser zwei Terminbeobachtungen wurde das aritmethische Mittel gebildet. Für die Lufttemperatur wurden für die Jahre 1874 bis 1888 die wahren 24-stündigen Mittel nach den Beobachtungen zu Saint Maur, für die Jahre 1871 bis 1873 und 1889 bis 1890 die Mittel aus Maximum und Minimum benutzt, die zu große Werte liefern, weshalb diese Jahre bei der Untersuchung nicht verwendet wurden.

Themse zu Greenwich. (Anhang Tab. XXIII.)

Diese Temperaturbeobachtungen wurden seit 1844 mittelst eines in einem durchlöcherten Kasten im Strom aufgehängten Maximum-Minimumthermometer, der täglich um 8ᵃ abgelesen wurde, gemacht. Aus dem Maximum und Minimum wurde das Mittel gebildet und dann der Unterschied zwischen diesem und dem Mittel der Lufttemperatur des vorhergehenden Tages berechnet. George Biddel Airy hat daraus die Monats- und Jahresmittel bis 1879 gebildet, und theilt dieselben,

[1]) Note relative à la communication faite par M. Renou sur l'excess de la température moyenne des rivières au-dessus de la température moyenne de l'air ambiant. Compt. rend. de l'Acad. d. Sc. XXXV. 1852. T. 2. p. 4—5. [2]) Remarque sur la communication précédente de M. Babinet et extrait d'une lettre de M. E. Renou. Ebend. XXXV. 1852. T. 2. p. 5 und 6. [3]) On the causes of the excess of the mean temperatures of rivers above that of the atmosphere recently observed by M. Renou. Rep. of the Brit. Ass. XXII. 1852. Notices and abstracts p. 30 (Auszug) und dessen ausführliche Arbeit unter gleichem Titel in The Philosophical Magazine (4). IV. 1852. p. 355—358. [4]) Belgrand, la Seine, 1872. p. 474 ff. [5]) Publiée par le service hydrométrique du bassin de la Seine dans le Ministère des travaux publics. [6]) Erschienen für die Jahre 1873 bis 1877 im Annuaire de la Soc. météorol. de France. Année 1874 bis 1878, von 1878 an in den Annales du Bureau central météorologique de la France. Part II. Observations.

sowie die Monats- und Jahresmittel der Lufttemperatur nach den Beobachtungen an der Sternwarte zu Greenwich, ferner die Mittel für den Unterschied von Luft- und Wassertemperatur sowie für die tägliche Schwankung beider mit[1]). Von 1883 an werden diese Beobachtungen in extenso in den Results of the Magnetical an Meteorological Observations made at the Royal Observatory veröffentlicht. Dieselben sind aber sehr lückenhaft und wurden bloß zur Untersuchung über die Veränderlichkeit der Temperatur der Themse benützt. Für die vorliegende Untersuchung wurden die Werte aus Fahrenheit- in Celsiusgrade umgewandelt.

Südlicher Ausfluß des Mälar zu Stockholm. (Anhang Tab. XXIV.)

Am Ausfluss des Mälar-Sees an der Stockholmer Schleuse werden seit 1867 regelmäßige Temperaturbeobachtungen vorgenommen. Davon sowie von der Lufttemperatur werden die Monats- und Jahresmittel in den Berättelse angående Stockholm Kommunal förvalting (Jahrg. 1872 ff) mitgetheilt. Über die Zeit und Art der Messung der Wassertemperatur sind darin keine Angaben gemacht.

III.

Voruntersuchungen.

Wie aus dem Vorhergehenden erhellt, ist das Material für eine Untersuchung der Temperatur fließender Gewässer in Mitteleuropa ein recht bunt zusammengewürfeltes. Beobachtungsreihen von verschiedener Dauer und von zeitlich manchmal weit auseinander liegendem Beginn, die Zeit der Beobachtung auf verschiedene Tagesstunden fallend, die Instrumente und die Art der Beobachtung gänzlich verschieden. Um daher nicht bloß auf die Betrachtung der an den einzelnen Stationen auftretenden Erscheinungen der Flusstemperaturen beschränkt zu bleiben, sondern um die daselbst gewonnenen Ergebnisse mit einander vergleichbar zu machen, muss ein Wert gesucht werden, der frei ist vom Einfluss des verschiedenen Beginns und der verschiedenen Länge der Beobachtungsreihen. Als solcher darf der Unterschied zwischen den Monatsmitteln der Luft- und der Wassertemperatur, welcher fernerhin Temperaturunterschied genannt sei, angesehen werden. In erster Linie sind beide gleichmäßig von der Sonnenwärme beeinflusst, wenngleich das Verhalten gegen diesen Einfluss bei beiden nicht dasselbe ist. Wenn auch die Monatsmittel der Luft- und der Wassertemperatur während einzelner Jahrgänge und verschiedener Perioden recht verschiedene Werte aufweisen können, so zeigen die Monatsmittel des Temperaturunterschiedes zwischen beiden in den einzelnen Jahren hingegen nur geringe Aenderungen. Dies lässt nachfolgende Tabelle (I) erkennen, welche als ein Beispiel die Abweichungen der Monatsmittel des Unterschiedes zwischen der Temperatur der Marne zu Paris und der Luft für die Jahre 1874 bis 1888 vom Mittel des Temperaturunterschiedes aus dieser Periode bringt.

[1]) Monthly Means of the Highest and Lowest Diurnal Temperatures of the Water of the Thames and Comparison with the corresponding Temperatures of the Air at the Royal Observatory, Greenwich. Proceed. of the Royal society of London XXXIV 1883. p. 276—284.

Die Abweichungen haben das Zeichen (—), wenn sie kleiner als das Mittel sind.

Tabelle I. Abweichungen des Temperaturunterschiedes zwischen Marne und Luft vom 15-jährigen Mittel.

Untersch.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1874—88	1.6	0.9	1.2	1.8	2.3	2.6	2.9	2.8	3.2	2.5	1.4	1.8	2.1
1874	-1.0	—0.1	—0.2	—0.4	0.3	0.2	0.2	0.5	—0.6	0.3	1.3	1.2	0.15
1875	—2.4	1.3	0.2	—0.1	1.0	0.5	0.4	—0.2	—0.1	0.8	—0.1	—0.2	0.06
1876	1.4	—0.4	—0.9	0.2	—0.8	—0.1	0.0	0.2	—0.7	—0.2	—0.1	—1.8	—0.3
1877	-1.5	—0.8	—0.3	0.0	0.0	—0.4	0.6	0.1	1.3	—0.6	—0.2	—0.3	-0.19
1878	0.2	—0.4	0.5	—1.3	—0.2	0.8	0.1	0.2	0.6	—0.2	—0.3	0.6	—0.1
1879	1.1	—0.3	—0.5	0.4	0.4	—0.6	—1.1	—0.9	—0.5	0.0	1.5	6.2	0.5
1880	0.9	—1.3	—1.3	0.1	—0.3	0.5	0.8	0.3	0.2	0.5	—0.5	—1.8	—0.16
1881	1.3	—0.1	—0.3	—0.1	0.7	1.0	—0.3	0.0	—0.4	0.1	—1.1	0.9	0.03
1882	0.1	—0.8	0.0	0.6	0.4	0.5	—0.1	—0.4	0.0	—1.0	—1.2	—1.8	—0.35
1883	—0.3	0.3	1.4	2.0	—0.2	0.5	0.6	0.6	—0.3	—0.8	0.3	—1.3	0.17
1884	—1.2	0.4	0.1	0.0	0.1	1.0	0.6	0.2	—0.3	0.7	1.5	—1.1	0.17
1885	0.6	—1.5	0.8	—0.5	0.0	—0.4	0.5	1.1	—0.4	—0.5	—0.8	0.4	—0.06
1886	—0.7	1.6	—0.9	—0.5	—0.1	—0.5	0.3	—0.2	0.2	—0.8	0.3	—0.5	—0.2
1887	1.0	0.5	1.3	0.1	—0.2	—0.7	—0.6	0.8	0.8	0.8	—0.1	0.5	0.35
1888	0.1	1.7	0.0	0.2	0.0	—0.1	—0.6	—0.9	0.5	0.3	—0.8	—0.5	—0.09

Einen ganz besonderen Fall (December 1879) sowie zwei weitere nicht so scharf hervortretende Fälle (Januar 1875, April 1883) ausgenommen, betragen die Abweichungen in dem betrachteten Zeitraum im Maximum 1.5°, in der Regel aber nur 0.5°. An anderen Flüssen ist dieses Verhältniss aber dasselbe. Es ist daher erlaubt, den Temperaturunterschied von Stationen mit zeitlich weit auseinanderliegendem Beginn der Temperaturmessungen und von Stationen mit Beobachtungsreihen von verschiedener Dauer mit einander zu vergleichen. Dabei ist jedoch Gleichartigkeit und Gleichzeitigkeit bei den Messungen von Luft- und Wassertemperaturen an den mit einander zu vergleichenden Stationen vorausgesetzt. Die Lufttemperaturen entsprechen im großen und ganzen dieser Anforderung, die Wassertemperaturen aber keineswegs. Bevor wir daher den Temperaturunterschied für alle im Vorhergehenden aufgezählte Stationen mit einander vergleichen, müssen wir zuerst untersuchen, wie groß im Monatsmittel der Unterschied zwischen Beobachtungen, die zu einer beliebigen Tagesstunde gemacht werden, und dem wirklichen täglichen Mittel der Wassertemperatur ist, oder was dasselbe, untersuchen, wie sich der tägliche Gang der Wassertemperatur gestaltet und welche Größe die tägliche Schwankung derselben erreicht. Ferner haben wir noch zu untersuchen, welcher Unterschied zwischen Beobachtungen, die in verschiedenen Tiefen vorgenommen werden, besteht, und welcher Unterschied sich aus den verschiedenen Beobachtungsmethoden ergibt. Erst dann, wenn die Untersuchung gezeigt hat, dass die Unterschiede für die aufgeführten Fälle nur kleine Beträge erreichen, wird ein solcher Vergleich, wie eben vorgeschlagen, gestattet sein.

Täglicher Gang und tägliche Schwankung der Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas.

Zur Untersuchung des täglichen Ganges der Flusstemperatur sind stündliche Beobachtungen mindestens von der Dauer eines Jahres noth-

wendig. Solch' eingehende Beobachtungen fehlen uns bisher und wir müssen uns mit dem wenigstens theilweise diesen Anforderungen entsprechenden Material behelfen, das durch Renou in den Jahren 1851 und 1852 am Loir zu Vendôme gewonnen wurde. In nachstehender Tabelle (II) sind als die Ergebnisse dieser Messungen im Monatsmittel die Werte mitgetheilt, um welche zu einer bestimmten Tagesstunde angestellte Beobachtungen vom wahren 24-stündigen Mittel abwichen.

Tabelle II. Abweichungen der stündlichen Beobachtungen am Loir vom Tagesmittel.

51	Jan.	Febr.	März	April (1852)	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept. (1852)	Oct.	Nov.	Dec.	Jan. 1852	Febr. 1852	März 1852
	0.04	0.16	0.11	—	−0.23	−0.38	−0.14	−0.14	—		[illegible]	[illegible]	—	—	—
	0.01	0.12	−0.14	—	−0.29	−0.43	−0.18	−0.19	—		−0.01	[illegible]	—	—	—
	−0.01	0.08	0.18	—	−0.34	−0.47	−0.22	−0.24	—		−0.02	0.04	—	—	—
	−0.04	0.03	0.21	(−0.44)	−0.40	−0.51	−0.26	−0.29	—		−0.03	0.03	−0.07	−0.06	−0.32
	−0.07	−0.01	−0.24	—	−0.45	−0.55	−0.31	0.34	—		−0.04	0.02	—	—	—
	−0.10	−0.05	−0.28	(−0.51)	0.51	−0.59	−0.35	−0.39	(−0.28)		−0.06	0.00	−0.09	−0.13	−0.40
	−0.13	−0.10	−0.31	(−0.57	−0.54	−0.60	−0.38	−0.43	(−0.31)		−0.08	−0.03	−0.12	−0.15	−0.45
	−0.14	−0.14	−0.33	(−0.53)	−0.48	−0.51	−0.35	−0.42	(−0.31)		−0.09	−0.05	−0.12	−0.18	−0.47
	−0.16	−0.14	−0.29	(−0.33)	−0.32	−0.29	−0.23	−0.30	(−0.21)		−0.08	−0.06	−0.11	−0.17	−0.36
	−0.14	−0.08	−0.20	(−0.13)	−0.14	−0.06	−0.10	−0.14	(−0.09)		−0.05	−0.05	−0.10	−0.14	−0.21
	−0.10	−0.01	−0.09	—	0.05	0.15	0.04	0.01	—		0.02	−0.03	—	—	—
	−0.05	0.10	0.03	(0.26)	0.18	0.34	0.19	0.17	(0.16)		0.09	0.00	−0.01	0.04	0.17
	0.00	0.19	0.14	0.42)	0.30	0.52	0.32	0.32	—		0.12	0.04	0.04	[illegible]	0.32
	0.05	0.24	0.21	(0.56)	0.38	0.64	0.44	0.49	(0.30)		0.14	0.07	0.07	0.13	0.42
	0.08	0.25	0.26	(0.58)	0.45	0.69	0.49	0.53	(0.32)		0.14	0.08	0.11	0.14	0.44
	0.08	0.23	0.26	(0.56)	0.47	0.65	0.49	0.55	(0.28)		0.12	0.07	0.12	0.13	0.38
	0.08	0.21	0.26	(0.44)	0.44	0.61	0.44	0.50	(0.22)		0.07	0.03	0.13	0.11	0.25
	0.08	0.20	0.24	(0.27)	0.39	0.47	0.33	0.41	—		0.03	0.01	0.12	0.08	0.15
	0.08	0.20	0.20	(0.09)	0.31	0.31	0.20	0.28	(0.07)		0.00	−0.02	0.07	0.06	0.06
	0.08	0.21	0.17	—	0.26	0.20	0.10	0.15	—		−0.03	−0.04	—	—	—
	0.09	0.20	0.16	—	0.22	0.06	0.01	0.00	—		−0.05	−0.05	—	—	—
	0.10	0.22	0.14	(−0.27)	0.17	−0.04	−0.09	−0.09	(−0.13)		−0.08	−0.06	0.16	0.04	−0.04
	0.09	0.20	0.12	—	0.12	−0.10	−0.15	−0.15	—		−0.10	−0.07	—	—	—
	0.07	0.17	0.09	—	0.07	−0.15	−0.20	−0.20	—		−0.11	−0.08	—	—	—
ttel	6.14	5.62	8.01	(11.80)	14.29	19.49	20.16	21.09	(16.95)		5.39	4.29	5.12	5.67	7.04

Danach trat ein:

Die größte negative Abweichung oder das Temperaturminimum

im	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
1851 um	9^a	8^a	8^a	–	7^a	7^a	7^a	7^a	—	—	8^a	9^a
1852 »	7 u 8^a	8^a	8^a	7^a		—	—	—	7 u. 8^a	—	—	—

Die größte positive Abweichung oder das Temperaturmaximum

im	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
1851 um	10^p	3^p	3—5^p	—	4^p	3^p	3 u 4^p	4^p		—	2 u. 3^p	3^p
1852 »	5^p	3^p	3^p	3^p	—	—	-	—	3^p	—	—	—

Die kleinste positive oder negative Abweichung oder das Mittel

im	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
1851 um	1^p	11^a	12^m	—	11^a	10^a	11^a	11^a	—		11^a	11^a
1852 »	12^m	11^a	11^a	11^a	—	—	—	—	11^a	—	—	—

Es trat also im monatlichen Mittel das tägliche Minimum der Temperatur des Loir zu Vendôme im Jahre 1851 und 1852 im Februar und März und October bis December um 8^a, im April bis August um 7^a ein, das tägliche Maximum etwa um 3^p, jedoch mit einer kleinen Verzögerung im Sommer, während das tägliche Mittel mit großer Regelmäßigkeit um 11 bis 11^{30a} erreicht wurde. In den Jahren 1853 und 1854 lässt aus täglich mehrmaligen Beobachtungen sich derselbe tägliche Gang erkennen. Eine Ausnahme macht der Januar. 1851 fiel die größte Abweichung im Januar auf 10^p, dabei betrug aber die Temperaturzunahme von 3^p bis 10^p nur 0.02°. Eine ähnliche Erscheinung zeigte der Februar 1851, wo neben dem Temperaturmaximum um 3^p, ein zweites kleineres ebenfalls um 10^p auftrat. 1852 und 1854 traten gleichfalls im Januar die Maxima um 10^p ein; für 1853 fehlen die Beobachtungen um 10^p, das Maximum fiel im Januar dieses Jahres auf 3^p. Es ist dieser Temperaturgang im Januar um so merkwürdiger, als der tägliche Gang im December 1851 und 1853, sowie im Februar 1852, 1853 und 1854 genau dem früher gesagten entspricht. Renou selbst scheint diesem Verhalten im Januar keine besondere Bedeutung beizulegen. Er macht in der kurzen Mittheilung über seine Messungen[1]) keine Bemerkung darüber, er berechnet im Jahre 1853 das Jahresmittel der Temperatur des Loir aus den Beobachtungen um 7^a und 3^p, und die Beobachtungstermine für die Temperaturmessungen der Marne, die etwa auf dieselben Stunden fallen, dürften von ihm angegeben sein.

Bei der Lufttemperatur fielen im Jahre 1851 zu Vendôme die Minima im Winterhalbjahre etwa auf 6^a, im Sommerhalbjahre etwa auf 5^a, die Maxima etwa auf 2^p beziehungsweise 3^p. Die Verzögerung des Eintritts der täglichen Extreme der Temperatur des Loir gegenüber dem der täglichen Extreme der Lufttemperatur lässt deutlich den engen Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur erkennen. Bei der Uebereinstimmung des täglichen Ganges der Lufttemperatur zu Vendôme im Jahre 1851 mit dem von Mitteleuropa und bei dem Umstande ferner, dass das Jahr 1851 für Vendôme im Temperaturgange keine besondere Verschiedenheit gegenüber anderen Jahren aufwies, dürfen wir den täglichen Gang der Wassertemperatur, wie er aus den Beobachtungen des Loir im Jahre 1851 sich ergab, so lange als für Mitteleuropa giltig betrachten, bis eben solch' eingehende Beobachtungen von mindestens einem Orte mit mehr continentaler Lage vorliegen. Dies kann umso eher geschehen, da unsere Annahme eine Stütze in den Messungen findet, die Hertzer zur Ermittlung des täglichen Ganges der Temperatur des Zilligerbaches anstellte. Namentlich für die Wintermonate stimmen dessen Termine mit den am Loir gefundenen genau überein.

Fast dasselbe Resultat ergaben auch die Untersuchungen, die Bruchietti im Jahre 1887 im Flusse Velino zum Zwecke der Bestimmung der Stunde des Eintrittes von Maximum und Minimum vom 14. Juli bis 13 October in mehrtägigen unregelmäßigen Zwischenräumen anstellte. Danach trat das Minimum im Hochsommer um 6^a, später um 7^a, das Maximum gegen 4^p (im Hochsommer etwas später) ein. Die Stunde, in welcher das Mittel erreicht wird, ist aus seinen Messungen aber nicht zu ersehen[2].

Mit Benutzung des eben festgestellten und für Mitteleuropa als giltig angenommenen täglichen Ganges der Temperatur des Loir em-

[1] Compt rend de l'Acad d Sc. XXXIV 1852 T. 1 p 916. [2]) Sulla temperatura del fiume Velino, Annali dell' Ufficio centrale Meteorologico e Geodinamico Italiano ? IX 1887 Parte IV. p. 97—108

pfehlen sich für täglich einmalige Messungen die Zeit des ungefähren Eintritts des täglichen Mittels, also 11^a bis 12^m, für täglich zweimalige Messungen die wahrscheinlichsten Stunden des Eintritts der täglichen Extreme, also 7^a und 3^p, im Sommerhalbjahr, beziehungsweise 8^a und 3^p im Winterhalbjahr; für täglich dreimalige Messungen aber die Combination beider Falle, also die Stunden 7^a, 11^a bis 12^m, 3^p, beziehungsweise 8^a, 11^a bis 12^m, 3^p. Folgende kleine Tabelle (III) zeigt, wie wenig die aus diesen Terminen als einfache Mittel berechneten Monatsmittel sich untereinander, als auch von vielstündigen Mitteln unterscheiden. Sie ist aus den Beobachtungen Renou's im Loir im Jahre 1851 beziehungsweise 1852 abgeleitet.

Tabelle III. Vergleichung der aus verschiedenen Combinationen berechneten Monatsmittel der Temperatur des Loir.

1851	Jan.	Febr.	März	April (1852)	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept. (1852)	Oct.	Nov.	Dec.	Jan. (1852)	Febr (1852)	März (1852)
ielstündige Mittel	6.14	5.62	8.01	(11.83)	14.29	19.49	20.16	21.09	(16.95)		5.39	4.29	(5.12)	(5.67)	(7.04)
Mittel aus (7 + 11 + 3)/3	6.09	5.66	7.96	(11.81)	14.28	19.57	20.21	21.10	(16.97)		5.42	4.30	(5.11)	(5.66)	(7.02)
Mittel aus (7 + 3)/2	6.11	5.70	7.99	(11.80)	14.25	19.54	20.22	21.10	(16.95)	—	5.42	4.32	(5.12)	(5.65)	(7.03)
Mittel aus 11^a	6.04	5.61	8.04	(11.82)	14.34	19.64	20.20	21.10	(16.98)	—	5.41	4.26	(5.11)	(5.62)	(7.02)

Wie man sieht, genügen täglich einmalige Messungen vollständig, die zwei- und dreimaligen Messungen besitzen dagegen den Vortheil, dass daraus auch die periodische Tagesschwankung der Wassertemperatur berechnet werden kann.

Von mehreren Beobachtungsstationen liegen täglich zweimalige Messungen vor, die auf die Stunden fallen, in welchen wir nach dem Gesagten etwa den Eintritt der täglichen Extreme erwarten dürfen. Daraus wurde für diese Stationen die periodische Tagesschwankung der Wassertemperatur berechnet und mit der der Lufttemperatur in vorliegender Tabelle (IV) zusammengestellt. Es sind nur kleine Werte, die dafür erhalten wurden, und es war richtig, wenn häufig von der Geringfügigkeit derselben gesprochen wurde, wiewohl genaue Zahlennachweise bisher fehlten. Die Tabelle bringt:

Für den Loir: vierjährige Mittel aus den Jahren 1851 bis 1854 berechnet aus 7^a und 3^p. Für die Lufttemperatur wurde für denselben Zeitraum die periodische Tagesschwankung aus 6^a und 3^p, ferner auch die aperiodische Schwankung berechnet.

Für die Weser (Elsfleth): dreijährige Mittel aus den Jahren 1865 bis 1867 von W. v. Freeden aus täglich zwei Beobachtungen berechnet, »die um die Zeit der täglichen Kreuzung der Temperaturen angestellt wurden.«[1] Für die Lufttemperatur konnte aus dem vorliegenden Material bloß die periodische Tagesschwankung für den Zeitraum 1858 bis 1867 aus 7^a und 2^p berechnet werden.

Für die Marne (Parc St. Maur bei Paris): 15-jährige Mittel aus den Jahren 1874—1888, berechnet aus 6^{30a} und 3^{30p} im Sommerhalbjahr und 7^{30a} und 3^{30p} im Winterhalbjahr. Für die Lufttemperatur

[1]) Nordwestdeutscher Wetterkalender Tab. IV.

wurde für denselben Zeitraum die aperiodische Tagesschwankung bestimmt

Für den Zilligerbach (Wernigerode): achtjährige Mittel aus den Jahren 1855 bis 1863 von Hertzer aus täglich zwei Beobachtungen berechnet, »von welchen die eine in den ersten Morgenstunden, die andere in den Nachmittagsstunden angestellt wurde, sodass die Resultate nahezu als die täglichen Extreme angesehen werden konnten«[1]) »Die Minima der Luft wurden mittelst eines Weingeist-Minimumthermometers bestimmt, dessen Angaben mit Hilfe korrespondirender Beobachtungen auf den Quecksilberstand reduciert wurden. Als Maximum wurde stets die Temperatur um 2p genommen.«[2])

Für den Neckar (Berg bei Stuttgart): vierjährige Mittel aus dem Zeitraum April 1888 bis März 1892, berechnet aus 8a und 6p. Die gefundenen Werte werden daher etwas zu klein sein. Für die Lufttemperatur wurde für dieselbe Zeit die aperiodische Schwankung nach den Beobachtungen der meteorologischen Station in Stuttgart bestimmt.

Tabelle IV. Monatsmittel der periodischen Tagesschwankung der Wassertemperatur verglichen mit der Tagesschwankung der Lufttemperatur.

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Loir Per. Schw.	0.24	0.32	0.77	1.01	1 11	0.92	1.01	0 88	0.84	0.47	0.22	0.14	0.66
Luft Per. Schw.	8 49	4 10	8.12	8 55	7 37	6.83	7 82	7.70	8 44	6 41	4.18	2.99	6.32
Aper. Schw.	4.91	6.00	9.59	9.74	9.94	8 84	9.36	9.22	9.44	7.89	5.86	4.40	7.93
Weser. Per. Sch.	0.23	0.31	0.56	0.99	1.00	0.80	0.79	0 81	0 70	0.55	0.29	0.28	0.61
Luft Per. Sch.	2.16	3.31	4.08	5 35	5 11	4.45	4.25	5 23	5 19	5.13	2.80	1.71	4.06
Marne Per Sch	0 10	0 22	0 38	0.52	0.60	0.66	0 75	0.76	0 51	0 22	0 09	0.05	0.41
Luft. Aper. Sch.	5.34	6.56	9.51	11 02	11.83	11 47	12 22	11.63	10 22	8.24	6 04	5.05	9.10
Zilligerb. Per. S.	0.04	0.14	−0.04	0.70	1.05	1.14	1.06	0.80	0 76	0 49	0 09	0.00	0.51
Luft	4.00	5.35	6.09	7.85	8.64	9.33	8.44	8.68	7.85	6.35	4.04	3.33	6.67
Neckar. Per. Sch.	0 15	0.45	0 6	0.9	1.3	1 4	1 1	1.0	0 95	0.5	0.4	0.2	0.76
Luft. Aper. Sch.	5.0	5.9	7.6	7.9	9.2	9 0	7.8	8.2	8.6	7.3	5.1	4.6	7.10

Unter diesen fünf Stationen wird bei zweien (Loir und Weser) die größte Tagesschwankung im Mai erreicht. Außerdem zeigt sich noch ein Nebenmaximum im Sommer (Loir im Juli, sehr deutlich; Weser, weniger scharf im Juni). Bei der Marne, welche trotzdem, dass die Beobachtungsstunden am besten dem Eintritt der Extreme angepasst sind, und die Beobachtungsperiode die längste ist, die kleinsten Werte der Schwankung aufweist, tritt das Maximum im Juli, August ein; beim Zilligerbach im Juni, beim Neckar im Mai, Juni. Die kleinste Tagesschwankung dagegen wird bei allen entweder im December oder Januar erreicht. Die aperiodische Schwankung der Lufttemperatur stimmt in ihrem jährlichen Gange an allen Stationen mit der periodischen Schwankung der Wassertemperatur überein. Zu Vendôme lässt sie ebenfalls das Nebenmaximum erkennen, besitzt aber namentlich beim Uebergang vom Maximum zum Minimum in den angeführten Beispielen noch manche Unregelmäßigkeiten, die erst durch längere Beobachtungen sich ausgleichen werden. Der jährliche Gang der Schwankung der Temperatur des Wassers und der Luft zeigt beim Zilligerbach (Wernigerode) Aehnlichkeit mit dem jährlichen Gang des Standes der Sonne.

[1]) Hertzer, Ueber die Temperatur der Flüsse S. 6. [2]) Ebd. S. 11 u. Tab. C.

Die sonst nicht wiederkehrende Erscheinung, dass bei diesem Gewässer im März die Vormittagsmessungen größer sind als die Nachmittagsmessungen, erklärt Hertzer[1]) durch starke tagsüber erfolgte Schneefälle, wie sie namentlich in den Jahren 1860 und 1861 vorkamen, wie auch durch eine starke Zufuhr von Schmelzwasser tagsüber. Eine ähnliche Umkehrung der täglichen Schwankung beobachtete Benedict v. Saussure an der Arve bei Genf[2]) und findet sich im Sommer wohl an jedem Gletscherfluss. Die Jahresmittel der periodischen Schwankung der Wassertemperatur erreichen nur kleine Werte, die in den angeführten Fällen, mit Ausnahme des Neckars, weniger als ein Zehntel des Jahresmittel der aperiodischen Schwankung der Lufttemperatur beträgt.

Ueber die aperiodische Schwankung der Wassertemperatur geben bloß die Messungen in der Themse zu Greenwich Aufschluss. Aus dem überaus wertvollen Beobachtungs-Material erhält man für die aperiodische Schwankung von Wasser- und Luft-Temperatur folgende Werte:

Greenwich 33jährige Mittel.

Aper. Schw	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
Themse	1.1°	1.1	1.1	1.3	1.3	1.2	1.2	1.1	1.1	1 1	1.2	1.2	1.2
Luft	5.3°	6.4	8.3	10.3	11.1	11 4	11.8	10.9	10.1	8.0	6.3	5.0	8.7

Die Werte für die Schwankung der Wassertemperatur sind in den Monatsmitteln fast nahezu gleich. Sie lassen keinen Zusammenhang mit dem Gang des Standes der Sonne erkennen; jedoch deutet das Maximum im April und Mai, sowie das eine Minimum im Januar und Februar auf den starken Einfluss, welchen die Bewölkungsverhältnisse auf die Wassertemperatur ausüben. Die Bewölkung ist in Süd-England[3]) im April am geringsten, im December bis März am größten, wie aus folgenden Zahlen hervorgeht:

Bewölkung	Jan	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Südengland	75	74	76	66	68	69	67	68	67	71	71	78	69

Aehnlich sind die Verhältnisse an der deutschen Nordseeküste, nur fällt da die geringste Bewölkung auf den Monat Mai, was auf eine Uebereinstimmung mit dem jährlichen Gang der täglichen Temperatur-Schwankung der Weser hindeutet. Es scheint, nach den Ergebnissen von Greenwich und Elsfleth einerseits und Wernigerode andererseits zu schließen, die tägliche Schwankung der Wassertemperatur in ihrem jährlichen Gang an Stationen in der Nähe des Meeres mit der Bewölkung, an mehr binnenwärts gelegenen Stationen mit dem Stand der Sonne zusammen zu hängen. Der jährliche Gang der täglichen Schwankung der Luft zu Greenwich folgt aber ganz dem Stande der Sonne. Die Monatsmittel der aperiodischen Schwankung der Themse sind meist, das Jahresmittel also natürlich größer, als die früher für die periodische Schwankung gefundenen Zahlen, doch nicht um vieles. Dies bezeichnet einen Gegensatz zu den für die aperiodische Schwankung der Memminger Ach durch einjährige Beobachtungen gefundenen Monatsmittel, die hier folgen:

	1885	1886											
Memminger Ach	Dec.	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Jahr
Aper. Schw.	2.5°	2.8	3.7	5 9	6.55	6.73	6 17	7 08	5.9	6.7	5 7	3.0	5.23

[1]) Hertzer, S 21. [2]) Seite 40. [3]) Bebber, Lehrbuch der Meteorologie. Stuttgart 1890. S. 188. (Dort als Jahresmittel irrthümlich 79 angegeben.)

Dieselben sind viel größer, als die anderen bisher mitgetheilten entsprechenden Werte. Außerdem zeigt ein Vergleich dieser Zahlenreihe mit den von W. v. Freeden während der Jahre 1865 bis 1867 in der Weser zu Elsfleth beobachteten größten periodischen Tagesschwankungen eines jeden Monat, dass die durch die Beobachtungen der Memminger Ach gefundenen Werte der aperiodischen Tagesschwankung derselben zu hoch sind.

Weser, Elsfleth

Period Schw.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Maximalwerte	1.0°	0 9	1.6	2.5	2 8	3.6	3.4	1.9	2.8	1.4	1.1	1.0

Wahrscheinlich ist, dass durch die Art der Messung dieses Resultat bei der Ach herbeigeführt wurde. Die Beobachtungen geschahen, wie schon bemerkt, mit Extrem-Thermometern, die in einem durchlöcherten Kasten aus Blech in den Bach versenkt waren. Wahrscheinlich war die Beobachtungsstelle nicht vor der Bestrahlung durch die Sonne geschützt und das Blech guter Wärmeleiter führte eine namhafte Erhöhung der Temperatur herbei.

Alle gefundenen Werthe zu Grunde legend können wir selbst unter der Voraussetzung, dass bei zunehmender Continentalität auch die tägliche Schwankung größer wird, den Betrag von 2° als Maximum annehmen, welches die tägliche Schwankung der Wasser-Temperatur im monatlichen Mittel erreichen dürfte. In den ungünstigsten Fällen, bei Beobachtungen in frühen Morgenstunden, wie bei den Stationen des Reichs-Kriegs-Ministeriums oder in frühen Nachmittagsstunden, wie bei Lobositz und Wien, haben wir aber höchstens die Hälfte des Betrages der Schwankung, also im allerungünstigsten Falle etwa 1° in Rechnung zu ziehen. Dies wird zwar den Unterschied zwischen Wasser- und Lufttemperatur in den Zahlenwerten etwas ändern, dessen jährlichen Gang aber kaum anders gestalten.

Wie gering übrigens der Unterschied zwischen dem wahren vierundzwanzigstündigen Mittel und einer zu beliebiger Stunde angestellten Beobachtung im Monatsmittel ist, zeigte schon Tabelle II. Da aber die dort mitgetheilten Werte sich nur aus einem, zudem nicht einmal vollständigen Beobachtungsjahre ergaben, von anderen Stationen derartige Beobachtungen aber nicht vorliegen, welche einen Vergleich miteinander gestatten würden, so musste von einer Reduction der Wasser-Temperaturen auf das Tagesmittel abgesehen werden. Aber selbst bei Beobachtungen der Wasser-Temperatur, die um die Zeit des Eintrittes eines der beiden Extreme angestellt wurden, ist keine solche Reduction vorgenommen worden, da die Kenntnisse der Größe der täglichen Schwankung der Wasser-Temperatur dazu nicht ausreichend erschien. Wohl aber soll bei der Untersuchung des Verhaltens des Unterschiedes von Wasser- und Luft Temperatur dieser auch unter Hinweis auf eine solche Reduction betrachtet werden.

Einfluss der verschiedenen Beobachtungs-Arten und der verschiedenen Thermometer auf die Genauigkeit der Messungen.

Die verschiedenen Beobachtungs-Arten sind ausführlich bei Besprechung des der Untersuchung zu Grunde gelegten Materiales erwähnt worden. Es sind bis jetzt keine Versuche darüber angestellt worden, welcher Unterschied sich ergibt, wenn die Messungen der Wasser-Temperatur in verschiedener Weise vorgenommen werden. Jedenfalls bleibt

es sich nicht gleich, ob das Instrument an einer beschatteten oder einer von der Sonne bestrahlten Stelle in das Wasser eingetaucht wird, da es in letzterem Falle ebenfalls von den Sonnenstrahlen getroffen werden und in Folge dessen eine höhere Temperatur annehmen wird, wie es bei den Beobachtungen an der Memminger Ach der Fall zu sein scheint. Während da aber schon recht bedeutende Unterschiede sich ergaben, wird bei nicht allzulangem Eintauchen die Temperaturerhöhung infolge der Bestrahlung durch die Sonne nur gering sein und vernachlässigt werden können. Untersuchungen darüber fehlen jedoch noch. Andere Fehler können sich ergeben, wenn die Messungen geschehen, so lange das Instrument sich noch im Wasser befindet. Ist dasselbe nicht ganz eingetaucht, so werden seine Angaben durch die Lufttemperatur beeinflusst werden. Auch sind beim Beobachten, so lange das Instrument sich noch im Wasser befindet, die Fehler der parallaktischen Ablesung nicht zu vermeiden, wodurch die Angaben einen von der Wirklichkeit etwas verschiedenen Wert erhalten.

Verhalten der Temperatur fließender Gewässer in verschiedenen Tiefen.

Die ersten Untersuchungen darüber sind von **Peter Merian** in Basel im Sommer 1834 im Rheine an einer Stelle angestellt worden, wo das rasch fließende Wasser eine Tiefe von 5 Meter hatte: »Dieselben geschahen mit einem sorgfältig verglichenen Thermometer, dessen Kugel mit einer Wachshülle umgeben war, sodass es etwa einer Viertelstunde bedurfte, um die Temperatur des Wassers, worin es getaucht war, anzunehmen und man daher gewiss sein konnte, dass es während des Herausziehens und der Zeit des Ablesens den Stand nicht merklich änderte. Es ergab sich, dass die Temperatur an der Oberfläche des Wassers und in 5 Meter Tiefe fast genau dieselbe war, höchstens zeigte sich die Temperatur in der Tiefe um 0.1° (R.) niedriger.«[1] Leider sind die Beobachtungen selbst nicht mitgetheilt. Aehnliche Untersuchungen hat **E. Kahl** im April und November 1864 in der Elbe beim Militärbade in Dresden angestellt und ich bringe im Folgenden (Tab. V) die von ihm zusammengestellte Tabelle in Celsiusgrade und in Meter umgerechnet.[2] Ueber die Art der Messung sind keine Angaben gemacht. Auch hier ergibt sich eine fast vollkommene Gleichheit der Temperatur in der ganzen Tiefe, manchmal aber zeigt sich auch eine geringe Abnahme nach der Tiefe, welche jedoch nur 0.2° R. erreicht, zweimal in etwa 0.5 Meter Tiefe eine um 0.1° R. größere Wärme als nahe der Oberfläche.

Tabelle V. Temperatur der Elbe zu Dresden in verschiedenen Tiefen

April 1864	16	17.	18.	19.	20.	21.	22	23.	24.	25.	26.	27.
0 14 Meter			8.4	9 4	9.9		9.0		10.3	13 0		
0 28 »	8.25	8.0	8.4			9.6		10.0		13 0	14.5	14 5
0 42 »			8.4	9.4	10 0		9.0					
0 56 »	8.25	7 9	8 4			9 6		10.0	10 3	13 0	14 5	14 6
0 70 »			8 4	9 4	[illegible]							
0 84 »	8 0	7.9	8 4			9 6		10 0		13.0	14 5	14.6
0 98 »			8.4	9.4	9.9							
1 12 »			8 4			9.6	9 0	10.0	10.3	13 0	14 5	14.6
1.26 »			8.4	9.4	9.9							

---

[1] I. Bericht über die Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel von Aug 1834 bis Juli 1835. [2] Resultate aus den meteor. Beob. im Kgr. Sachsen i. J. 1865. 2. Jahrg. S. 57.

November 1864	4.	5.	7.	8.	10.	12.	16.	17.	22	24.	1. Dec	4. Dec
0.28 Meter	4.9	4 5	3 5	2.3	1.5	1.1	3.0	3.3	3.5	2.3	2.0	0 3
1.26 »	4.6	4.5	3.5								2 0	0.3
1.40 »				2.3	1.5	1.1	3.0	3.3	3.5	2.3		

Regierungs- und Kreisbaurath Feil in Speyer theilt ferner darüber folgende eigene Beobachtungen brieflich mit. »Wiederholt vorgenommene Messungen in der Tiefe (etwa 6 m) haben ergeben, dass infolge der heftigen Strömungen die Temperatur des Wassers in den verschiedenen Tiefen nicht merklich verschieden ist.

Die Messungen in der Tiefe geschahen mit einem in einer Glasröhre wasserdicht eingeschlossenen Thermometer, bei welchem sich die Temperatur während des Herausziehens aus dem Wasser selbst bei großer Tiefe nicht änderte.«

Diesen Resultaten stehen die Beobachtungen gegenüber, die im Ticino zu Pavia vom März 1869 bis Februar 1870 täglich Mittags in 0.5 und in 1 Meter Tiefe vorgenommen, dabei wurde in 1 Meter Tiefe eine Temperaturzunahme gefunden, die im Monatsmittel betrug:

	1869 März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	1870 Jan.	Febr	Jahr
Temperatur in 0.5 Meter Tiefe	8.40°	12.32	14.44	16.71	21.80	22.28	20.18	15.64	10 20	7.80	5 52	6 25	13 46
Zunahme in 1.0 Meter Tiefe	0 07°	0 07	0.06	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0 02	0 02	0.02	0.02	0.03

Diese Temperatur-Zunahme trat in den ersten drei Monaten des Jahres während des ganzen Monates auf und erreichte während derselben auch die größten Werte. (Im Maximum 0.1°.) In den folgenden Monaten ist mehrfach, im Juli, December, und Januar aber mindestens während der Hälfte des Monats in beiden Tiefen die Temperatur gleich. Auch sind die einzelnen Werte für die Temperatur-Zunahme kleiner als in den ersten drei Monaten. Es ist über die Art der Messung und das dazu gebrauchte Instrument nichts näheres gesagt. Werden die Hundertelgrade auf Zehntelgrade abgerundet, so verschwindet in den letzten neun Monaten die Temperatur-Zunahme und wird nur an wenigen einzelnen Tagen gleich 0.1°. In den ersten drei Monaten wird eine ebenso große Temperatur-Zunahme häufiger eintreten, ihre Größe steht aber nicht im Widerspruche mit den oben erwähnten Untersuchungen, die manchmal eine Abnahme von 0.1° bis 0.2° R., seltener eine Temperatur-Zunahme um 0.1° R. zeigen. Ein Abrunden auf Zehntel wird aber umsomehr erlaubt sein, als Angaben auf Hundertelgrade bei täglichen Messungen kaum genau dürften gemacht werden können.

Wir dürfen daher wohl sagen: die Temperatur eines fließenden Gewässers ist in verschiedenen Tiefen dieselbe und Messungen, die in verschiedenen Tiefen vorgenommen werden, können ohne weiters mit einander verglichen werden. Diese Gleichheit ergibt sich aus dem Vorgang beim Fließen von selbst. Die einzelnen kleinsten Wassertheilchen besitzen im Querprofil des Flusses wegen der Reibung aneinander und am Flussbette eine ungleiche Geschwindigkeit, in Folge dessen sie fortwährend durcheinander gerollt werden und dabei etwaige verschiedene Temperaturen ausgleichen müssen. Schon Merian (I. Ber. d. Basler Naturf.-Gesellsch. 1835) führt das als Grund »dieser auffallenden Gleich-

mäßigkeit« an, ebenso auch W. v. Freeden,[1]) und ersterer bemerkt dazu noch folgendes: »In horizontaler Richtung findet eine solche Vermengung der einzelnen Wassertheilchen in einem fließenden Gewässer langsamer statt, wie denn einer Thatsache zufolge die verschiedentlich gefärbten Gewässer zweier sich vereinigender Ströme noch in geraumer Entfernung vom Zusammenfluss sich erkennen lassen.« Es wäre zu untersuchen, wie in diesem Falle die Temperatur sich verhält, namentlich, wenn die beiden Flüsse vorher eine verschiedene Temperatur besaßen, oder mit anderen Worten: es wären unterhalb der Vereinigungsstelle mehrere thermische Querprofile durch den Fluss zu legen. Beispielsweise wurde mir in Ulm von zwei verschiedenen Seiten erzählt, dass man beim Durchschreiten oder Durchschwimmen der Donau, welche drei Kilometer oberhalb Ulm die Iller aufgenommen, ebenso wie an der Farbe, so auch an der Temperatur das Wasser der beiden Flüsse sofort erkennen könne. Dieser Unterschied wird sich jedoch erst im Sommer deutlich zeigen.

Wenn in einem Flusse die Geschwindigkeit nur sehr gering ist, so dass man kaum eine Strömung wahrzunehmen im Stande ist, dann wird auch das Verhalten in verschiedener Tiefe ein anderes sein: es wird sich Temperaturschichtung zeigen, und die sogenannten Havelseen in der Mark Brandenburg werden z. B. auch in thermischer Beziehung das Verhalten von Seen, also Temperaturschichtung zeigen und es wäre ihr Studium deshalb sehr wünschenswert. Liegen sie doch vor den Thoren der Reichshauptstadt Berlin.

Ueber den Einfluss, welchen der Gebrauch verschieden montierter Thermometer auf die Genauigkeit der Beobachtungen ausübt, liegen wohl außer einer Arbeit von C. Lang[2]) systematische Untersuchungen nicht vor. Es kommt hiebei auch die mehr oder minder große Gewandtheit und Sorgfalt des Beobachters mit in Betracht. Schon gleich zu Anfang wurde bei Besprechung der Stationen des k. k. Reichskriegsministeriums auf die zu niedrigen Werte hingewiesen, die ihren Grund in dem Gebrauch von Pinselthermometern haben durften. Es ist dies um so erklärlicher, da die Verdunstung der an den einzelnen Haaren befindlichen Wasserpartikelchen, sobald die Luft durch die Haare streichen kann, sehr rasch von statten gehen und dadurch die Temperatur der Umgebung erniedrigen wird. Nach W. v. Freeden beeinträchtigt auch sehr die »leicht sich geltend machende Verdunstungskälte« den Gebrauch des Minimumthermometers.[3]) Schöpfthermometer aber werden, falls sie nicht lange genug im Wasser gelassen wurden, durch die Temperatur, die sie früher besessen, die Wassertemperatur modificieren; auch wird leicht bei kleinem Schöpfgefäß und größerem Höhenunterschied zwischen Wasserspiegel und Beobachter beim Heraufziehen das Wasser verschüttet und die Messung unbrauchbar. Einwurfsfreie Resultate werden am einfachsten sogenannte träge Thermometer liefern, wie Merian sie bei seinen erwähnten Messungen verwandte und wie sie neuerdings bei Tiefenmessungen in Seen in Gebrauch sind. Auch der von C. Lang a. a. O. beschriebene Apparat gibt nach den dort mitgetheilten Prüfungsergebnissen sehr genaue Angaben. Derselbe ist ein Schöpfthermometer mit einem durch drei Ventile geöffneten, sonst ganz geschlossenen Metallgefäß von 11 *cm* Durchmesser, 18.6 *cm* Höhe und 1.8 Liter Fassungsraum. Die Größe dieses Gefäßes ist die Ursache, dass die Temperatur des Wassers nach dem Herausziehen des Instru-

[1]) Nordwestdeutscher Wetterkalender S. IV. [2]) Über eine einfache Art, Thermometer zur Beobachtung von Temperaturen in Brunnen, Flüssen oder Seen geringerer Tiefe zu montieren. Zeitschr. d. Österr. Ges. für Meteorol. XVIII. 1883. S. 355. [3]) Nordwestd. Wetterkal. S. IV.

mentes fast 5—6 Minuten, im ungünstigsten Falle wenigstens 2—3 Minuten konstant bleibt, selbst wenn zwischen Luft- und Wassertemperatur ein größerer Unterschied besteht. Außer dem hohen Preis (21 Mark) spricht auch die Größe des Apparats gegen dessen Verwendung. Er wird sich bloß dort empfehlen, wo er von einer zur anderen Messung im Wasser gelassen werden kann.

Nach all' dem Gesagten ergibt sich, dass das vorliegende Material nicht nach jeder Richtung ein einwurfsfreies ist, und es fragt sich daher, ob daraus irgend welche Resultate gezogen werden dürfen. Zweierlei Erwägungen lassen das als erlaubt erscheinen: Auch die meteorologischen Beobachtungen sind erst nach und nach mit Berücksichtigung aller störenden Einflusse angestellt worden und die Resultate aus den früher weniger subtil angestellten Beobachtungen haben im großen und ganzen sich als richtig erwiesen. Ferner ist zu beachten, dass zum weitaus größten Theil nur Mittel verwendet werden, wodurch etwaige Fehler eliminiert werden. Zuletzt aber muss noch in Betracht gezogen werden, dass alle oben genannten, die Beobachtung beeinflussenden Umstände zusammen nur ganz kleine Correctionen nothwendig machen, und daher überhaupt vernachlässigt werden können. Dass aber selbst der Einfluss der verschiedenen Beobachtungsstunden, dem darunter das größte Gewicht zukommt, fast gar nicht die Ergebnisse ändert, wurde ebenfalls früher gezeigt. Wir dürfen daher den Unterschied von Wasser- und Lufttemperatur, wie er sich aus vorliegendem Material ergibt, zu einer Vergleichung verwenden. Hier sei nochmals bemerkt, dass für die Lufttemperatur großtentheils die aus den Terminbeobachtungen berechneten Mittel zur Verwendung kamen. Eine Vergleichung der Wassertemperatur mit der Lufttemperatur, die zur Stunde der Beobachtung der ersteren herrschte, wurde nicht durchgeführt, einmal weil vielfach die Beobachtungen der Lufttemperatur zu dieser Zeit fehlen, ferner aber weil die zu einer beliebigen Stunde gemessene Wassertemperatur nicht das Produkt der zur selben Zeit herrschenden Lufttemperatur ist. Die Verspätung des Eintrittes der Extreme der Wassertemperatur gegenüber der der Luft lässt dies deutlich erkennen.

Tabelle VI. Uebersichtstabelle.

A. Stationsübersicht

Fluss-Gebiet	Fluss	Beobachtungsort (Meteorol. Station)	Geogr. Länge E. v. Gr.	Geogr. Breite nördl.	Seehöhe d. met. Station Meter	Flussspiegel tiefer Meter	Beobachtungsperiode	Zahl der Jahre	[illegible]
Rhein	Rhein	Rheineck (Bregenz)	9°45'	47°5'	412	12	1890 bis Sept. 91	1¾	[illegible]
Donau	Inn	Tiefenbach u. Neubeuern (Rosenheim)	12°8'	47°51'	416	−5	1878-90	12½	[illegible]
	Sillcanal	Innsbruck	11°19'	47°16'	399	33	1876-85	10	8[illegible]
	Salzach	Salzburg	12°59'	47°48'	430	26	1876-85	10	8[illegible]
Etsch	Etsch	Trient	11°7'	46°6'	210	24	1876-85	10	8[illegible]
Rhone	Rhone	St. Maurice (Aigle)	7°4'	46°13'	425	10	1886	1	M[illegible]
	Arve	Genf	6°9'	46°12'	408	30	1890	1	7[illegible]
Rhône	Rhône	Genf	6°9'	46°12'	408	30	1853-90	38	11[illegible]
	Rhône	Lyon I	4°50'	45°46'	175	15	1870-78	9	M[illegible]
	Rhône	Lyon II	4°50'	45°46'	175	15	1838-43	6	?[illegible]
Rhein	Rhein	Alt Breisach (Freib.)	7°51'	48°4'	281	30	1889-92	4	Mitt[illegible]
	Rhein	Kehl	7°48'	48°35'	144	10	1850-59	10	?[illegible]
	Rhein	Speyer	8°21'	49°19'	105	15	1889-92	4	6[illegible]
Po	Ticino	Pavia	9°10'	45°11'	98	?	März 1869 Feb. 1870	1	M[illegible]
Mälar	Süd Ausfluss	Stockholm	18°3'	59°21'	?	?	1867-86	20	[illegible]

Fluss	Beobachtungsort Meteorol. Station.	Geogr. Länge E. v. Gr.	Geogr. Breite nördl.	Seehöhe d. met. Station (Meter)	Flussspiegel tiefer Meter)	Beobachtungsperiode	Zahl der Jahre	Stunde d. Beobachtung
Ach	Memmingen	10°11′	47°49′	599	—	XII. 1885-XI. 1886	1	Max. u. Min.
Ill	Straßburg	7°45′	48°35′	144	10	1850-59	10	?
Fecht	Logelbach (Türkheim Els.)	7°16′	48°5′	ca 200	?	VII. 1866-VI. 1867	1	7^a 4^p
Neckar	Berg (Stuttgart)	9°11′	48°47′	254	40			8^a, 8^a u. 6^p
Isar	München	11°32′	48°9′	529	19	V. 1852 – IV. 1856 / IX. 1874-VIII. 1875	4 / 1	1^p / ?
Košavabach	Sarajevo	18°26′	43°56′	544	10	1880-85	6	8^a
Weichsel	Krakau	19°57′	50°4′	232	40	1876-85	10	8^a
Oder	Breslau	17°2′	51°7′	176	65	IV. 1876-III 1891	15	7^h 12^m
Warthe	Posen	16°56′	52°25′	65	12	1881-90	10	v. 83 8^a
Elbe	Lobositz	14°3′	50°31′	158	21	1866-67	2	2^p
Elbe	Dresden	13°44′	51°4′	117	15	VI. 1864-IV. 1866	1 11/12	64, 65 1^p 66 2^p
Elbe	Hamburg (I)	9°58′	53°33′	26	26	III 1868 bis 1873	5 1/3	—70 Max. u. Min.
Elbe	Hamburg (II)	9°58′	53°33′	26	26	1886-91	6	8^a
Moldau	Prag	14°25′	50°5′	216	36	Juni 1840-Dec. 1848	8 1/2	(a + p)/2
Schloitzbach	Gr Opitz (Tharandt)	13°35′	50°59′	221	?	1882	1	Mittag
Saale	Halle	11°38′	51°29′	111	—	VII. 1884-VI 1885 / VII. 1888-VI. 1889	1 / 1	Mittag / 1^p
Zillgerbach	Wernigerode	10°47′	51°51′	235	—	1869 u. 70	1 11/12	2^p *
Weser	Elsfleth	8°28′	53°14′	7	7	XII 1858-XI. 1867	10	[illegible]
Main	Bayreuth	11°35′	49°57′	345	—	1851-59	9	?
Maas	Lüttich	5°33′	50°38′	63	—	XI. 1882-XI 1883	1	?
Donau	Dillingen	10°30′	48°35′	435	17	1844-47	4	*
Egge	Dillingen	10°30′	48°35′	435	17	1846-47	2	*
Lech	Augsburg	10°54′	48°22′	500	30	1881-90	10	Mittag
Wien	Wien	16°23′	48°12′	183	25	III 1853-III. 1855	2 1/12	cca. 4^p
Morge	Morges (Genf)	6°30′	46°30′	408	18	1881	1	?
Saône	Lyon (I)	Siehe bei Rhône Lyon				1870-78	9	Mittag
Saône	Lyon (II)					1838-48	6	?
Loire	Vendôme	1°4′	47°47′	84	—	1851-54	4	*
Loire	Tours	0°42′	47°23′	50	—	III.-VIII., XII. 1851	6/12	11^a
Seine	Paris (Parc St. Maur)	2°20′	48°48,5′	49	—	1871-90	20	$6^1/_2{}^a$ u. 3^p ($7^1/_2{}^a$ u. 3^p)
Marne	Paris (Parc St. Maur)	2°20′	48°48,5′	49	—	1873-78	16	„
Themse	Greenwich	0°	51°29′	38	38	1844-79	33	Mx. u. Mn.
Donau	Peterwardein	19°51′	45°15′	88	16	1876-85	10	8^a
Theiß	Szegedin	20°9′	46°15′	90	16	1876-80	10	8^a

* Bedeutet: Siehe in der Materialbeschreibung. ? nicht bekannt. — Unterschied zwischen meteorol. Station und Flussspiegel unter 10 m.

B. Temperatur.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct.	Nov	Dec.	Jar
Rhein-Rheineck . . .	8.5	2.4	5.4	7.9	10.5	11.8	12.1	12.8	10.4	7.6	5.1	1.4	[illegible]
Inn-Rosenheim . . .	1.4	2.8	5.1	8.6	10.9	12.1	13.2	12.9	11.4	7.8	4.6	2.1	7.7
Sulkanal-Innsbruck	1.0	1.4	2.8	5.3	7.0	8.1	9.2	[illegible]	7.6	5.1	2.6	1.3	5.1
Salzach-Salzburg . .	2.0	3.2	4.8	7.1	8.5	10.9	12.3	13.2	10.6	7.6	4.6	3.2	[illegible]
Etsch Trient	2.5	4.9	7.6	11.1	12.2	14.0	15.4	15.5	13.6	10.0	5.7	3.6	[illegible]
Rhône-St. Maurice .	1.6	2.3	5.0	9.3	10.5	10.5	9.7	9.7	9.3	6.4	4.8	2.1	[illegible]
Arve-Genf	2.0	4.4	5.4	9.2	11.4	12.6	12.7	12.5	12.1	9.2	5.9	1.4	5.8
Rhône-Genf (1853 bis 1890 . . .	5.1	5.0	6.1	8.6	11.3	15.1	17.8	18.4	17.0	13.5	9.5	6.6	11.2
Rhône-Genf (1870 bis 1878) . . .	5.1	5.0	6.2	8.5	11.4	15.7	16.4	18.7	16.7	13.4	9.4	6.3	11.2
Rhône-Lyon (1870 bis 1878 I) . .	4.2	4.2	7.6	10.8	14.0	17.7	20.0	19.8	17.4	12.6	7.9	4.5	11.7
Rhône-Lyon (II) .	4.2	4.6	6.1	10.0	15.2	18.7	19.2	19.6	17.5	13.9	10.1	6.0	12.1
Rhône-Lyon (I u. II)	4.2	4.4	7.0	10.5	14.5	18.1	19.7	19.7	17.4	13.1	8.8	5.0	11.8
Rhein-Altbreisach .	3.1	3.7	5.5	8.55	12.8	16.6	18.4	19.1	16.8	12.7	8.55	4.25	[illegible]
Rhein-Kehl . . .	3.1	3.5	5.7	9.5	12.8	19.2	19.2	19.1	16.5	12.9	7.0	4.5	[illegible]
Rhein-Speyer	2.2	2.4	4.6	8.15	13.1	17.0	18.3	18.9	16.8	11.7	7.3	3.0	[illegible]
Ticino-Pavia	5.5	6.25	8.4	12.3	14.4	16.7	21.8	22.3	20.2	15.6	10.2	7.8	[illegible]
Malar-Stockholm	0.3	0.1	0.2	2.5	6.65	12.95	17.7	17.9	14.9	10.0	5.3	1.6	7.6
Ach-Memmingen . .	2.2	2.1	2.4	6.35	8.2	9.0	10.6	10.7	9.5	6.8	5.55	3.2	[illegible]
Ill-Straßburg . . .	2.8	3.5	5.9	10.9	14.8	18.6	20.4	20.2	15.8	12.2	5.7	3.3	11.2
Fecht-Logelbach . .	3.4	6.5	7.8	9.8	13.2	16.1	17.5	15.3	14.6	10.9	7.3	4.2	10.5
Neckar-Berg	2.8	3.0	5.4	8.85	14.4	17.3	17.25	17.0	14.8	10.25	6.2	2.8	10.0
Isar-München	2.5	2.5	4.4	7.6	11.4	14.2	16.5	15.8	14.0	10.9	6.4	3.0	9.1
Košavab.-Sarajevo	1.0	1.4	3.4	6.5	10.4	13.1	15.4	15.2	12.1	9.8	5.2	2.25	8.0
Weichsel-Krakau .	0.6	0.5	2.2	7.0	12.85	16.4	18.95	15.8	13.05	8.15	3.65	1.0	8.4
Oder-Breslau	0.3	0.55	2.7	9.0	14.1	18.1	19.7	18.3	15.3	9.25	3.9	0.9	9.3
Warthe-Posen . . .	0.9	1.0	1.9	7.8	15.7	19.7	20.4	18.9	16.3	10.2	4.4	1.9	9.9
Elbe-Lobositz . . .	1.3	3.9	4.25	10.5	15.0	22.05	20.6	20.6	18.2	9.9	3.75	1.1	11.0
Elbe-Dresden	0.9	2.0	2.5	10.5	(19.0)	18.8	21.6	18.9	16.9	10.0	4.5	1.2	10.6
Elbe-Hamburg (I)	1.5	1.1	3.7	9.5	13.4	17.1	20.1	19.1	15.1	9.8	4.6	1.8	9.7
Elbe-Hamburg (II)	0.6	0.4	2.1	8.3	15.2	18.3	19.1	18.3	15.4	10.2	5.2	1.7	9.6
Moldau-Prag	0.3	1.2	3.2	9.9	16.6	18.0	19.3	20.2	16.2	10.0	3.7	2.1	10.1
Schlottzb. Gr. Opitz	2.3	2.6	7.3	10.1	13.7	15.3	17.9	15.3	14.5	10.3	5.9	3.3	9.9
Saale-Halle	0.65	1.6	3.8	10.1	16.4	21.25	20.4	19.35	16.15	9.4	4.2	2.5	10.5
Zillgerb.-Werniger.	1.85	2.35	2.55	7.7	12.5	14.7	19.5	15.65	13.0	7.75	4.25	(1.4)	8.6
Weser-Elsfleth	1.75	2.6	4.6	10.1	14.5	18.9	19.5	18.9	16.0	11.0	4.6	2.5	10.[illegible]
Main-Bayreuth	0.7	0.9	2.9	8.4	13.7	17.8	18.7	18.5	14.3	10.2	3.0	1.2	9.3
Maas-Lüttich . . .	4.9	6.0	4.4	10.2	15.6	19.5	19.2	18.5	16.4	11.0	5.4	4.5	11.6
Donau-Dillingen . .	1.9	3.0	6.2	10.8	14.5	19.8	19.6	18.5	16.3	10.8	6.1	3.0	10.9
Egge-Dillingen	2.6	1.9	7.6	11.6	14.3	19.4	20.6	18.5	16.9	13.1	5.8	2.4	11.2
Lech-Augsburg . .	1.9	2.4	4.9	9.1	13.3	15.8	17.7	17.0	14.4	9.5	5.8	2.5	9.5
Wien-Wien	1.1	1.3	5.2	11.0	17.6	19.8	22.6	20.2	17.9	10.9	3.1	2.4	11.[illegible]
Morge-Morges . .	0.6	1.9	4.0	9.9	14.8	17.1	16.5	16.0	12.3	11.0	7.8	1.4	9.[illegible]
Saône-Lyon (I) . .	3.65	4.0	7.5	12.0	16.0	20.1	23.0	22.0	18.5	13.0	7.3	3.6	12.[illegible]
Saône-Lyon (II) .	2.1	3.3	5.0	10.0	15.2	18.7	21.1	21.0	18.7	13.6	8.6	4.5	12.1
Saône-Lyon (I u. II)	3.0	3.7	6.6	11.3	15.7	19.5	22.2	21.7	18.6	13.3	7.8	3.8	12.3
Loir-Vendome . . .	3.5	5.2	7.5	12.2	15.3	18.0	21.1	20.2	16.7	12.5	7.8	5.2	12.[illegible]
Loire-Tours		4.7	7.1	12.5	14.3	19.0	20.4	21.7		—	—	2.1	—
Seine-Paris	4.0	5.6	8.0	12.0	15.5	19.5	21.3	20.6	17.7	12.8	8.3	5.0	12.5
Marne-Paris	3.5	4.8	7.2	11.9	15.1	19.0	21.0	20.4	17.6	12.1	7.5	4.4	12.6
Themse-Greenwich	4.1	4.8	6.3	10.0	13.5	17.0	18.7	18.0	15.5	11.6	6.8	4.7	10.9
Donau-Peterward. .	0.6	1.6	4.4	9.8	14.6	19.4	20.9	19.2	17.1	11.4	6.1	1.5	10.5
Theiß-Szegedin . .	1.1	1.4	4.3	10.1	14.8	18.5	21.2	19.3	15.8	13.5	5.7	2.0	10.[illegible]

C. Unterschied gegen die Temperatur der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
eineck...	2.5	4.9	2.0	0.1	−3.5	−2.9	−3.9	−3.7	−2.0	0.9	1.5	6.7	0.2
aheim ...	4.6	3.5	2.0	0.6	1.6	3.85	−4.7	−4.0	1.95	0.5	2.7	4.2	0.2
Innsbruck	3.6	0.2	−1.1	−2.9	−5.0	−6.3	−7.8	−6.8	−5.0	−2.2	0.4	2.9	−2.5
alzburg..	4.8	2.5	1.0	−2.2	−3.2	−6.4	5.5	−5.1	−3.3	−1.4	2.0	4.9	−1.0
ant......	1.7	0.8	−1.0	−1.45	−4.6	−6.9	−7.8	−6.9	−4.2	−2.0	0.0	2.2	−2.5
.Maurice.	1.5	2.2	0.2	−2.0	−8.7	−5.2	−10.0	−8.7	−8.2	−2.7	−1.0	−0.1	−3.2
f...	0.6	2.7	0.7	0.9	−2.5	−3.9	−4.9	−5.2	−1.7	1.2	1.8	4.6	0.6
Genf (1853 0)	4.9	3.1	6.4	−0.5	−1.6	−1.5	−1.3	0.2	2.0	3.8	4.8	5.9	1.8
ent (1870 3).....	4.5	3.2	0.9	−0.7	−1.4	−1.3	−1.2	0.3	1.5	3.5	4.7	6.1	1.7
yon (1870) I ...	0.9	0.6	−0.2	−1.5	−1.8	−2.2	−2.6	−2.0	−1.0	−0.3	0.8	2.6	−0.7
yon II .	5.7	0.7	−1.1	1.0	−1.3	−2.5	−2.7	−0.7	0.6	1.7	0.6	1.5	0.3
on I u. II	2.8	−0.1	0.6	−0.4	−1.6	−2.3	−2.8	−1.6	−0.4	0.5	0.7	2.2	0.3
breisach.	2.9	3.1	1.0	0.6	−2.2	−0.9	0.1	0.5	1.45	2.85	3.6	4.75	1.4
hl	2.1	1.0	0.4	−1.3	1.5	0.0	−1.5	−0.6	1.1	2.1	2.4	2.7	0.4
yer. ...	2.8	2.6	1.1	−0.2	2.05	−0.6	0.4	0.85	1.95	2.7	3.25	4.2	1.4
vis. . ..	5.9	3.7	2.4	−2.3	−4.7	−3.4	3.85	0.5	0.2	4.1	4.4	5.1	0.8
ckholm	3.5	3.9	1.9	−0.3	−1.2	−1.0	1.0	2.6	3.5	4.1	4.7	3.8	2.2
mingen ..	4.2	5.0	5.7	1.9	−2.9	−4.7	−4.9	−7.0	−6.8	−5.4	−2.5	2.0	−1.2
urg ...	3.0	2.5	1.6	0.6	0.3	−1.2	−1.3	−0.7	0.1	1.5	2.3	2.5	1.0
gelbach ..	2.7	−0.7	1.8	−2.9	−2.6	−3.1	−5.1	−6.8	0.3	0.6	0.4	5.9	−0.6
urg.. ..	2.4	2.8	1.85	0.7	−0.7	−0.4	−0.8	−0.5	0.7	1.2	1.7	3.0	1.0
chen	4.7	5.3	4.1	0.8	−0.7	−1.2	−0.5	−0.8	1.4	2.5	4.9	5.3	2.15
Sarajevo	3.7	2.0	0.3	−2.6	−3.0	−2.8	−3.4	−2.4	−2.3	−0.2	2.0	2.2	−0.5
Krakau .	4.4	1.8	−0.2	0.8	0.0	0.0	0.05	−0.55	−0.8	0.3	0.7	2.0	0.7
lau .. .	2.1	0.95	0.5	1.1	1.1	1.3	1.2	0.8	1.1	0.8	0.5	1.7	1.1
osen	2.7	3.5	1.0	−0.6	1.0	2.7	2.5	1.4	2.7	2.2	1.5	2.9	1.9
utz.... .	0.9	0.2	1.75	0.4	2.4	3.1	2.4	2.3	1.7	1.85	0.4	1.15	1.5
den	−2.0	1.6	0.5	0.2	(1.1)	2.6	2.2	1.7	1.4	0.4	−0.5	2.0	0.9
burg (I).	0.0	0.1	−0.8	0.9	2.3	2.4	2.3	2.5	1.5	1.1	−0.1	−0.2	1.0
burg (II)	2.0	1.8	0.5	1.6	2.6	2.9	2.9	2.6	1.6	1.7	1.0	1.4	1.9
rag.	2.7	3.0	−0.2	1.1	1.2	0.9	1.0	0.0	0.7	0.3	−0.1	0.6	0.8
-Gr. Opitz	1.3	0.6	0.8	2.6	2.3	1.5	0.9	0.5	0.9	1.5	1.9	−2.9	1.5
le . .	2.5	0.2	1.3	1.2	2.7	3.4	3.15	2.7	2.25	1.7	1.4	0.7	1.9
Wernigerode	1.75	2.25	1.7	−1.3	0.4	0.95	1.6	0.7	−0.05	0.25	0.4	(3.0)	1.0
sfleth....	1.2	1.1	1.1	2.5	2.6	3.1	3.1	2.5	2.1	1.6	0.9	0.5	1.9
reuth.. .	2.7	3.0	1.4	1.6	2.5	1.8	1.8	1.5	1.7	1.4	2.2	2.7	2.0
lich	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
llingen ..	4.4	5.2	4.0	2.8	2.1	2.7	1.3	1.8	2.8	1.4	2.3	5.4	3.0
ingen. ..	5.2	1.9	4.3	4.6	−1.1	2.9	1.2	0.1	3.6	3.7	2.6	5.6	2.9
sburg ...	4.7	3.4	2.9	2.1	0.8	0.3	0.2	0.9	1.9	2.9	3.2	4.2	2.3
m. ...	2.1	1.0	1.3	1.5	1.6	2.6	2.4	2.1	3.2	0.6	0.7	−0.9	1.5
rges	1.0	1.9	1.1	1.7	−0.4	−0.8	−2.1	1.6	1.4	1.9	3.1	3.4	1.15
yon (I) ..	3.6	−0.6	−2.2	1.0	0.3	−0.3	−0.8	0.7	1.8	1.4	−0.9	0.0	0.3
yon (II)..	−0.2	−0.8	−0.3	−0.3	0.2	0.2	0.05	0.2	0.1	0.0	0.2	1.9	0.1
on I u. II	1.6	−0.8	−1.0	0.4	0.1	0.0	−0.3	0.5	0.8	0.7	−0.3	1.1	0.2
lôme	0.7	2.3	1.6	1.9	2.6	2.5	2.5	2.3	2.0	1.6	2.0	1.7	2.0
rs	—	0.4	−0.3	2.4	2.4	1.9	2.9	1.5	—	—	—	2.9*	—
is.......	2.0	1.7	2.0	2.5	2.6	3.1	3.2	2.9	3.15	2.7	2.2	2.3	2.5
ris	1.6	0.9	1.2	1.8	2.3	2.6	2.9	2.8	3.15	2.5	1.4	1.8	2.1
Greenwich	0.3	0.1	0.4	0.7	1.1	1.1	1.0	1.0	1.1	1.2	1.1	0.3	0.8
terward..	1.3	−1.0	−2.3	−2.7	−1.4	−0.4	−1.1	−1.2	−0.5	−0.8	0.0	0.8	−0.8
gedin ...	2.9	−0.3	−2.4	−1.9	−1.1	−1.10	−0.8	−0.9	−1.0	0.7	1.7	1.0	−0.3

IV.

Zusammenhang zwischen Wasser- und Lufttemperatur.

Schon am Anfang wurde gesagt, dass der Unterschied zwischen Wasser- und Lufttemperatur nicht an allen Orten den gleichen Gang während des Jahres zeigt. Nicht die an dem betreffenden Beobachtungsort herrschende Lufttemperatur bestimmt ausschliesslich die Temperatur eines fliessenden Gewässers, letztere ist vielmehr ein Produkt aller Faktoren, die bis zu dieser Stelle dessen Temperatur beeinflussen. Indem die Stationen mit gleichem Gang des Temperaturunterschiedes zusammengestellt wurden, ergaben sich unter Beachtung der Natur eines Flusses an den einzelnen Beobachtungsstationen vier Gruppen mit je gleichem Verhalten, die nach der Natur der in ihnen vereinigten Gewässer uns als Gletscherflüsse, als Seeabflüsse, als Gebirgs- und Quellflüsse, sowie als Flachlandsflüsse und kleine Bäche entgegentreten.

Nach diesen Gruppen sind auch die vorstehenden Tabellen (VI) angeordnet, welche die Monats- und Jahresmittel der Wassertemperatur und des Unterschiedes derselben mit der Lufttemperatur für jede der oben aufgezählten Beobachtungsstationen enthalt. Hiezu sei bemerkt, dass bei dessen Berechnung die Wassertemperatur stets als Minuend genommen wurde. Voran ist eine Tabelle gestellt, welche für die in derselben Reihenfolge aufgeführten Stationen alle nothwendigen Angaben, wie ihre geographischen Coordinaten, den Höhenunterschied zwischen meteorologischer Station und Beobachtungsstelle am Flusse und die anderen bei Besprechung des benutzten Materiales erwähnten Daten übersichtlich geordnet bringt. Innerhalb der unterschiedenen Gruppen ist meist die vorne durchgeführte Reihenfolge innegehalten worden.

Um den Gang des Unterschiedes zwischen Wasser- und Luft-Temperatur besser ersehen zu können, sind für die einzelnen Gruppen die Monatsmittel desselben, sowie die der Wassertemperatur zu den bei meteorologischen Untersuchungen gebräuchlichen viertel- und halbjährigen Mitteln zusammengefasst worden.

Gletscherflüsse.

Tab. VII. Viertel-, halb- und ganzjährige Mittel der Temperatur von Gletscherflüss[illegible] und des Unterschiedes derselben gegen die Lufttemperatur.

	Wassertemperatur							Lufttemperatur						
	Wint.	Frühl.	Somm.	Herbst	W. Hj.	S. Hj.	Jahr	Wint.	Frühl.	Somm.	Herbst	W. Hj.	S. Hj.	Ja[illegible]
Rhein, Rheineck ..	2.4	7.9	12.2	7.7	4 2	10 9	7.6	3.7	−0 5	−3 5	0 1	3 1	−2 7	[illegible]
Inn, Tiefenbach und Neubeuern	2 1	8 2	12 7	7 9	4.0	11.5	7 7	4.1	0.3	−4 2	0 4	2.9	−2.6	[illegible]
Sill, Innsbruck.. .	1.2	5 0	8 7	5 1	2 4	7.7	5 0	2.2	3 0	−7 0	−2 1	0.6	−5.6	−[illegible]
Salzach, Salzburg	2.8	6 8	12 1	7 6	4 2	10 4	7.8	4.1	−1.5	−5.7	−0 9	2 3	−4 8	−1[illegible]
Etsch, Trient . .	3 7	10 3	15 0	9 8	5 8	13.6	9 7	1.6	−2 35	−7.2	−2 1	0 3	−6 3	−[illegible]
Rhone, St. Maurice	2 0	8.3	10 0	7 5	4 0	9 8	6 9	1.2	−1.8	−8.0	−4.0	0 0	−6 3	−[illegible]
Arve, Genf	2 6	8.7	12 6	9 1	4 7	11 8	8 2	2 3	0 3	−4 7	0.4	1.9	2 9	−0[illegible]

Die in dieser Tabelle VII zusammengestellten Flüsse sind im Winter wohl wärmer als die umgebende Luft, in der übrigen Zeit des Jahres aber kälter als dieselbe, im Sommer sogar recht bedeutend, so-

dass ihre Temperatur im Jahresmittel immer, und zwar meist über 1° hinter der der Luft zurückbleibt. Wird der jährliche Gang von Wasser- und Lufttemperatur für die in der Tabelle aufgeführten Stationen in Curven dargestellt, wie es auf beigegebener Tafel für die Sill geschehen ist, so werden diese sich an zwei Stellen kreuzen. Dies ist für die meisten im April und October der Fall, sodass also die Curve der Wassertemperatur für das ganze Winterhalbjahr über, für das ganze Sommerhalbjahr dagegen unter der Curve der Lufttemperatur verläuft. Es erklärt sich dieses Verhalten aus der Natur der betreffenden Gewässer, die alle von Gletschern gespeist werden. Im Sommer findet eine starke Zufuhr von Schmelzwassern der Gletscher statt, weshalb auch alle diese Flüsse im Sommer einen regelmäßigen Hochwasserstand aufweisen. Diese große Menge Wassers, welches als Schmelzwasser eine Temperatur von nur wenig über 0° besitzen wird, überwiegt gegen die Zuflüsse aus Quellen und bewirkt ein starkes Zurückbleiben der Wassertemperatur gegenüber der der Luft. Im Winter aber hört der Zufluss von Gletscherwasser fast ganz auf, es werden diese Flüsse dann fast nur von Quellen gespeist und unterscheiden sich nicht von denen der anderen Gruppen. Dass aber auch im Winter die Gletscher Wasser liefern, darüber theilt G. Bischof[1]) einige Fälle mit und die Pegelbeobachtungen an der Vender Ach in Vend, an der Gurgler Ach in Gurgl und an der Stubayer Ach zu Ranalt, die wir dem Deutschen und Österreichischen Alpenverein verdanken[2]), haben unzweifelhaft erwiesen, dass die Gletscherbäche im Winter flossen, während die Quellen abgefroren waren. Die in Tabelle VII mitgetheilten Beobachtungen sind alle an Stationen vorgenommen, die in größerer Entfernung von Gletschern liegen, wobei noch andere Einflüsse auf die Temperatur sich geltend machen können. Messungen an einem wirklichen Gletscherbach fehlen bisher und es wäre sehr wünschenswert, an einer der genannten Pegelstationen gleichzeitig mit den Wasserstandsbeobachtungen, sowie auch unmittelbar beim Ursprunge des Gletscherbaches solche über die Temperatur vorzunehmen. Manche Eigenthümlichkeit bleibt noch genauer festzustellen, z. B. dass die Temperatur der Gletscherbäche unmittelbar am Ursprung nicht, wie zu vermuthen, 0° sondern mehr betrage. Nach Benedict von Saussure soll dieselbe, nach vielen Messungen, gewöhnlich 2° R., ja an einigen Stellen sogar 4° R. betragen[3]), und Bischof[4]) fand die Temperatur der Gletscherbäche, auch unmittelbar an ihrem Ausflusse aus den Gletschern gemessen, stets etwas über 0°. So gaben ihm sechs Beobachtungen der Temperatur der aus dem unteren Gletscher zu Grindelwald ausfließenden Strome stets 0.4° R., während er am oberen Gletscher die Temperatur des Gletscherbaches sogar zu 0.6° R. fand. Im aufthauenden Gletschereis beobachtete er aber 0°. Auch die Gebrüder Schlagintweit theilen mehrere derartige Beobachtungen mit[5])

Bis zu welcher Entfernung vom Gletscher die Temperaturerniedrigung eines fließenden Gewässer durch die starke Zufuhr von Gletscherschmelzwassern im Sommer merkbar ist, geht aus den wenigen, darüber zur Verfügung stehenden Beobachtungsreihen nicht hervor. Während dieselbe bei der Sill in Innsbruck mit 42.5 Kilometer Entfernung, bei der Etsch in Trient mit 147 Kilometer und bei der Rhône in St. Maurice

[1]) Wärmelehre des Innern unseres Weltkörpers. Leipzig 1837. IX. Cap. S. 101 bis 136. [2]) Mittl. desselben 1891, S. 65. Ebd. 1892, S. 98. Ebd. 1894, S. 19. [3]) Ueber die Höhen- und Temperatur-Veränderungen des Arvestroms. Gilbert's Annalen XXIV. 1806. S. 60. [4]) Wärmelehre S. 109. [5]) Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. 1850. S. 285, Nr. 30—37 und S. 288, V.

mit 135 Kilometer deutlich zu erkennen ist, tritt sie beim Inn bei Rosenheim mit 298 Kilometer (der letzte Gletscherzufluss in 243 Kilometer) und beim Rhein, unmittelbar vor Einmündung in den Bodensee (159 Kilometer),[1] weniger scharf hervor. Die Donau, welche in Wien durch ihr regelmäßiges Sommerhochwasser als Alpengewässer entgegen tritt, zeigt, wie dies aus der kurzen jährlichen Badesaison und der nicht allzu hohen Temperatur hervorgeht, auch dadurch ihre Abhängigkeit von den Gletschern der Alpen.

Genau ist der Einfluss der Gletscherschmelzwasser bei der Arve studiert worden. Er bringt an ihr auf ihrer ganzen Länge von etwa 100 Kilometer Erscheinungen hervor, die Benedict von Saussure's Aufmerksamkeit erregten und ihn zu Messungen veranlassten[2]. Nach diesen besitzt die Arve einen von dem früher gefundenen abweichenden täglichen Gang der Temperatur während des Sommers. Es tritt während desselben die niedrigste Temperatur um 9 bis 10^h mit 9—10° (R.[3]), die höchste Temperatur aber um 10 bis 11^h mit 13—14° R.[3]) gleichzeitig mit dem höchsten beziehungsweise niedrigsten Wasserstand ein, heiteres Wetter vorausgesetzt. Dieser nicht zufällige Zusammenhang gab von Saussure den Schlüssel zur Erklärung. Die Arve besteht im Sommer zur trockenen Zeit wenigstens zu 2/3 aus Schnee- und Eiswasser, zu 1/3 aus Quellwasser. Während aber die Ergiebigkeit der Quellen im Laufe des Tages sich nahezu gleich bleibt, nimmt die Menge des Schneewassers täglich von Früh bis nach dem Maximum der Lufttemperatur zu, dann wieder ab, sodass die Temperatur des Quellwassers in diesem Falle mehr, in jenem weniger das Gemenge beeinflusst. Am meisten wirkt aber auf dieses die Lufttemperatur ein. Wird schon bei gleicher Wärmezufuhr die größere Wassermenge weniger erwärmt werden, so geschieht dies in noch geringerem Maße deshalb, weil mit der Wassermasse die Geschwindigkeit zunimmt, die größere Wassermenge also in kürzerer Zeit die ganze Strecke vom Gletscher bis zur Einmündung in die Rhône zurücklegt und daher weniger dem erwärmenden Einfluss der Lufttemperatur ausgesetzt ist. Derselbe ist bei der größeren Wassermenge auch insoferne weniger stark, da dieselbe den größten Theil der Flussstrecke in der Nacht, also bei niedriger Lufttemperatur durchfließt.

Aehnliche Verhältnisse müssen sich auch an anderen Gletscherflüssen zeigen. Die schon erwähnten Pegel-Beobachtungen des Deutschen und Oesterreichischen Alpen-Vereines, die vormittags und nachmittags vorgenommen werden, zeigen die schon erwähnte tägliche Periode des Wasserstandes namentlich im Sommer sehr deutlich und Hand in Hand müssen auch die übrigen beschriebenen Erscheinungen gehen. Auf weitere Entfernungen wird aber diese tägliche Schwankung im Wasserstand sich abflachen und die damit zusammenhängende Temperaturschwankung gegenüber der regelmäßigen verschwinden.

Es wurde leider nicht untersucht, ob die Arve bei ihrer Einmündung in die Rhône diese Aenderungen auf letztere übertrage. Nach dem starken Einfluss, welchen die Schmelzwasser der Gletscher auf die Temperatur der Rhône bis St. Maurice und jedenfalls auch bis zu ihrer Einmündung in den Genfer See hat, zu schließen, dürften an der Rhône bis dahin ebendieselben täglichen Aenderungen, wie bei der Arve wahrzunehmen sein. Oberhalb der Einmündung der Arve waren nach v. Saussure[4])

[1]) Die Kilometerangaben aus der Uebersichtskarte von Mitteleuropa 1 : 750.000 ermittelt. [2]) a. a. O. Gilbert's Annalen. XXIV. 1806. S. 59—68. [4]) A. a. O. S. 67.

keine Veränderungen wahrzunehmen, denn der See, dieser große Wasserbehälter, verwischte alle Spuren täglicher Veränderungen der Rhône.

See-Abflüsse.

Einen anderen sehr bedeutenden Einfluss übt der Genfer See auf die Temperatur der Rhône. Nachstehende Tabelle (VIII) lässt dies deutlich erkennen.

b. VIII. Temperatur der Rhône und der Luft, und Unterschied zwischen beiden zu St. Maurice und Genf im Jahre 1886.

		Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
mp. Rhône	St. Maurice	1.6	2.3	5.0	9.3	10 5	10.5	9.7	9.7	9.3	6.4	4.8	2.1	6.9
	Genf	4.8	4.2	5.5	8.5	10 2	18.1	17 7	17 9	19 8	18 8	10 4	6.7	11.1
ft-mp.	Aigle	0.1	0.1	4.8	11.3	14.2	15.7	19.7	18 4	17.5	11.1	5 8	2 2	10.1
	Genf	−0.7	0.1	4.6	10 6	13.4	15.9	19.6	18.5	17.2	10.8	6.0	2 5	9 9
ter-ied	St. Maurice	1.5	2 2	0.2	−2.0	−3.7	−5.2	−10.0	−8.7	−8.2	−2.7	−1.0	−0.1	−3.1
	Genf	5.5	4.1	0.9	−2.1	−3.2	−2.8	− 1.9	−0.6	2 6	3 0	4.4	4.2	1.2

Während die Lufttemperatur im Monatsmittel zwischen Aigle, der Vergleichstation für St. Maurice und Genf, die 66 Kilometer von einander entfernt liegen, im Jahre 1886 fast gleich war (der größte Unterschied in den Monatsmitteln betrug 0.8° im Jahresmittel 0.2°), zeigte die Rhône zwischen St. Maurice und Genf beträchtliche Unterschiede, die namentlich im Sommer am größten wurden und der im Jahresmittel 4.2° erreichte. Da die Rhône auf der ungefähr 25 Kilometer langen Strecke von St. Maurice bis zur Einmündung in den See keinen nennenswerten Zufluss erhält und ihre Temperatur bis dahin nur wenig ändern dürfte, so kann die Ursache des auffallenden Unterschiedes in der Temperatur der Rhône bei der Einmündung in und der Ausmündung aus dem See nur in letzterem selbst zu suchen sein. Es ist dies ein keineswegs überraschendes Ergebniss. Während das kühle Gletscherwasser, welches die Rhône dem See zuführt, wegen seiner größeren Dichte in die Tiefe sinken wird, ist das Wasser, welches die Rhône bei ihrem Austritt aus dem See führt, Oberflächen- oder aus sehr geringen Tiefen stammendes Wasser, das daher dieselbe oder eine nur wenig niedrigere Temperatur als der See an seiner Oberfläche besitzen wird. Diesen Zusammenhang zwischen der Temperatur der Rhône zu Genf und der Oberflächen-Temperatur des Sees benützte Forel um aus den Temperatur-Messungen an ersterer im Jahre 1886 letztere für dasselbe Jahr zu berechnen »und zwar unter Berücksichtigung der aus dem Vergleich einzelner zu verschiedenen Zeiten im See angestellten Messungen mit den gleichzeitigen Beobachtungen an der Rhône sich ergebenden Verschiedenheiten.«[1] Er erhielt folgende Werthe:

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
Temperatur des Genfer-See 1886	6.1°	5.0	5.5	8 1	11.0	15.2	19.6	18 9	20 2	14 0	10.9	8.0	11.8
Unterschied mit d. Luft. zu Genf	6.8°	5.4	0.8	-2 4	-2.7	-0 7	-0.2	0.4	3.1	3 2	5.0	5.6	1.9

Während ein Vergleich der Temperatur der Rhône zu St. Maurice mit der des Sees noch etwas beträchtlichere Unterschiede zeigte als die

[1]) Ravin souslacustre du Rhône. Bull. de la Soc. Vaud. XXIII. 1887.

Rhône zwischen St. Maurice und Genf (als größten Wert im Monatsmittel 9.9°, im Jahresmittel aber 4.9°), war der Unterschied zwischen der (berechneten) Temperatur des Sees und der Rhône zu Genf gegenüber den soeben gefundenen bedeutend geringer (als größter Wert im Monatsmittel 1.9°, im Jahresmittel 0.9°). Der See war in allen Monaten mit Ausnahme des April wärmer als der Abfluss, welcher Unterschied im Sommer die größten Werte (Juni 2.1°, Jahresmittel 0.9°) erreichte.

Die (berechnete) Temperatur der See-Oberfläche war 1886 im April bis Juni niedriger, die übrigen Monate höher als die Lufttemperatur zu Genf, im Jahresmittel ebenfalls größer als die Lufttemperatur. Analog war der Gang des Temperatur-Unterschiedes zwischen dem See-Abflusse und der Luft zu Genf; nur war der See-Abfluss auch im August kälter als die Luft. Dieser Gang des Temperatur-Unterschiedes zwischen See-Abfluss und Luft wiederholt sich in größter Regelmäßigkeit in der ganzen Beobachtungs-Periode von 1853 bis 1890 Jahr für Jahr. Im 38jährigen Mittel war die Rhône zu Genf vom April bis Juli kälter, in den übrigen Monaten und auch im Jahresmittel wärmer als die Luft. Wird, wie es auf beigegebener Tafel geschehen, der jährliche Gang der Temperatur der Rhône und der Luft nach diesen Mittelwerthen in Curven dargestellt, so kreuzen sich beide zweimal im April und August. Von April bis August liegt die Curve der Wasser-Temperatur unter, sonst über der Lufttemperatur und es macht den Eindruck, als wären beide Curven gegen einander verschoben.

Denselben Zusammenhang, welcher beim Genfer-See zwischen der Temperatur des Sees an seiner Oberfläche und der umgebenden Luft hervortrat, lassen auch Beobachtungen an anderen Seen erkennen. Solche stehen uns vom Neuenburger See, vom Bodensee, vom Wörther See, vom Comer- und Luganer See zu Gebote.

Die Beobachtungen im Neuenburger See wurden von Ladame in den Jahren 1841 bis 1847 und 1850 täglich um 8^30^ vorgenommen, indem er das Wasser an einer geeigneten, sehr tiefen Stelle, die frei von Einmündungen von Bächen und Canälen ist, schöpfte. Die Monatsmittel sind wegen der ziemlich frühen Terminbeobachtungen wahrscheinlich etwas zu niedrig [1])

Die Angaben über die Temperatur des Bodensees sind das Ergebniss einjähriger Beobachtungen (August 1882 bis Juli 1883), die auf Veranlassung von C. Regelmann zu Kressbronn, 8 Kilometer NW. von Lindau gelegen, angestellt wurden.[2]) Es wurden täglich drei Messungen der Wasser- und Lufttemperatur gemacht, im Winter-Halbjahr um 7^a 12^m und 5^p, im Sommer-Halbjahr um 6^a 12^m und 6^p, woraus mittelst der Formel $\frac{(6)\,7 + 12 + 2 \times 5\,(6)}{4}$ die Mittel berechnet wurden. Dieselben sind darum zu groß. Ich bildete daher das Mittel der Wasser-Temperatur aus $\frac{(6)\,7 + 12 + 5\,(6)}{3}$, das Mittel der Lufttemperatur aber aus $\frac{(6)\,7 + \frac{12 + 5\,(6)}{2}}{2}$ unter Hinzufügung der kleinen Abweichungen, die sich

[1]) Actes de la Soc. Helvét. des sc. nat. réunie à la Chaux de Fonds 1855, S. 38, 39 u. 213. [2]) C. Regelmann, Wärmemessungen in und am Bodensee. Witterungsbericht vom Jahre 1886. Württemberg. Jahrbücher, Jahrgang 1886 und auch sep. als Mitth. d. kgl. Württemb. meteorol. Centralstation a. d. J. 1885 u. 1886. Stuttgart 1887. S. 60 bis 78 und Tab.

zwischen den so gebildeten und den wahren 24stündigen Monatsmitteln für Bern, München und Kremsmünster ergaben.

Vom Wörther See liegen Beobachtungen vom October 1890 bis September 1891 vor, die täglich, mit Ausnahme der Sonn- und Feiertage, um 12ᵐ zu Pritschitz angestellt wurden, also ungefähr dem Mittel entsprechen werden. Für die Lufttemperatur wurden die Angaben der Station Pörtschach benützt.[1]

Die Temperatur des Luganer Sees wurde vom März 1866 bis December 1873 täglich regelmäßig gemessen (Anhang Tab. XXV), die des Comer Sees vom Mai 1873 bis December 1882 beobachtet. Gleichzeitig bestanden in Lugano, beziehungsweise Como, wo diese Messungen vorgenommen wurden, meteorologische Stationen, welche die Angaben über die Lufttemperaturen lieferten. Von den Beobachtungen im Comer See sind nur die vierteljährigen Mittel aus dem genannten Zeitraume veröffentlicht.[2])

Nachstehende Tabelle (IX) enthält die Resultate dieser Messungen, und zwar A die Monats-, B die viertel- und halbjährigen, sowie die Jahres-Mittel der Oberflächen-Temperatur der genannten Seen, sowie des Unterschiedes zwischen dieser und der Lufttemperatur. Denn ebenso wie bei den Temperaturen fließender Gewässer kann auch hier nur an der Hand dieses Unterschiedes ein Vergleich der Temperaturen untereinander durchgeführt werden.

Tab. IX. Oberflächen-Temperatur einiger Alpenseen und Unterschied derselben gegen die Lufttemperatur.

A. Monatsmittel.

		Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
t	Genfer See	6.1	5 0	5.5	8.1	11.0	15 2	19.6	18.9	20 2	14.0	10 9	8 0	11.9
	Neuenb. See	3.8	3 0	4.9	6.2	10.8	15.7	18.4	18.2	16 4	12 0	8.3	5 5	10.2
	Bodensee	5.2	5.4	4.7	7.4	12 2	17.2	19 5	17.5	15.4	12.9	9 2	6.3	11 1
	Wörther See	1 0	0.6	3.3	8.2	15 1	20 2	23 6	21.4	21 0	15 5	8.6	5.0	11.9
	Luganer See	6.2	6 5	7.6	10.75	16.5	21.1	24.9	21.8	22 6	17.0	11 7	7.5	14 8
	Genfer See	6.8	5.4	0.8	−2.4	−2.7	−0.7	−0.2	0.4	3.1	3.2	5.0	5.6	2 0
	Neuenb. See	4 1	3 2	1.3	−1.3	1.3	0 5	0.7	0 6	1 7	3 3	3 6	4.8	1.8
	Bodensee	4 6	2 5	3.7	−0 7	−2 2	0 8	1.7	1.4	1.9	2 6	3 5	4 4	2.0
	Wörther See	11.6	6.6	0.8	2 0	1.0	3.3	5 3	4 9	7.1	9.1	7.2	11.9	5.9
	Luganer See	4 7	2.1	0.8	−1.6	0 4	1 7	2 3	4.1	6.3	5.0	5.2	4 5	2.9

B. Viertel-, halb- und ganzjährige Mittel.

	Oberflächen-Temperatur							Unterschied gegen die Lufttemperatur						
	Wint	Frühl	Somm.	Herbst	W Hj	S Hj	Jahr	Wint	Frühl	Somm	Herbst	W Hj	S Hj	Jahr
fer See	6.4	8.2	17.9	15 0	8.25	15.5	11 9	5.9	−1.4	−0.2	3 8	2.2	−0 4	2.0
nb. See	3.9	7.1	17.4	12 2	6 1	14 3	10 2	4.0	−0.4	0.3	2.9	3 4	0.0	1.8
nsee	5 6	8 1	18 1	12 5	7.3	14.9	11.1	3.8	0.3	1.3	2 7	3.55	0 5	2.0
ther See	2.2	8.9	21 7	15 0	5 7	18 25	11 9	10 0	1 3	4 5	7.8	7.9	3.9	5.9
ner See	6.7	11.7	23.7	17 1	9 4	20 1	14 8	3 8	−0.3	2 7	5.5	3 7	2.2	2 9
er See	6.8	9.0	18.0	14.6	—	—	12 1	4.8	−2 8	−3.2	3 2	—	—	0 6

Die hier aufgeführten Seen zeigen untereinander eine größere oder geringere Uebereinstimmung im jährlichen Gang des Temperatur-Unter-

[1] Temperatur- und Eisverhältnisse des Wörther-Sees. Meteor. Zeitsch. 1892. S 272. [2]) Beobachtungen im Luganer See in extenso in den entsprechenden Jahrgängen der Schweizer meteorol. Beobachtungen publiciert. Beobachtungen im Comer See Annali dell' Ufficio centrale di meteorologia Italiana. 2. IV Parte I 1882 und Zeitschrift der Öst. Ges. f. Meteorologie. XX 1885. S 150

schiedes zwischen Wasser und Luft. Die Oberflächen-Temperatur ist im April allgemein, im Mai meistens, theilweise auch im Juni und Juli, also durchgehends im Frühling niedriger als die der umgebenden Luft, sonst und auch im Jahresmittel höher als diese. Eine Ausnahme macht zwar der Wörther See, welcher das ganze Jahr wärmer als die Lufttemperatur ist, doch lassen auch hier die Werte des Temperatur-Unterschiedes, die im März, April, Mai und somit auch im Frühlingsmittel viel niedriger sind, als in den übrigen Monaten, einen Anklang an den bei den übrigen Seen festgestellten jährlichen Gang erkennen. Es ergeben sich bei graphischer Darstellung ganz charakteristische Curvenpaare die deutlich ein Zurückbleiben der Wasser- hinter der Luft-Temperatur, ferner eine raschere Zunahme der letzteren im Frühjahr zeigen. Wird die Curve der Wassertemperatur etwas gegen den Anfang des Jahres hin verschoben, so decken sich ungefähr beide Curven. (Vergl. Tafel, Neuenburger See.) Wir erkennen daraus die größere Wärmecapacität des Wassers gegenüber der Luft als Grund dieser beim Meerwasser analogen Erscheinung. Einen ähnlichen Gang des Temperatur-Unterschiedes werden die Abflüsse dieser Seen zeigen. Da die übrigen größeren Alpenseen dieselben Temperaturverhältnisse an der Oberfläche aufweisen dürften, wie die soeben betrachteten, so dürfen wir nach dem jährlichen Gang des Unterschiedes zwischen Wasser- und Lufttemperatur eine eigene Gruppe der See-Abflüsse, beziehungsweise der durch Seen modificierten Flüsse unterscheiden und das mit umso größerem Recht, als dies Verhalten sich nicht nur auf Alpenflüsse bezieht. Der Abfluss des Mälar Sees zeigt an der Schleuse zu Stockholm denselben jährlichen Gang des Wärme-Unterschiedes, indem während der Jahre 1867 bis 1886 die Wassertemperatur im Mai fünfzehnmal niedriger, dreimal gleich und zweimal höher (um 0.2° und 0.4°) war als die Lufttemperatur, noch häufiger trat dies im Juni und elfmal im April ein. Es ist daher im 20jährigen Mittel die Wassertemperatur vom April bis Juni kälter, in den übrigen Monaten und im Jahresmittel (um 2.2°) wärmer als die Lufttemperatur.

Wie weit dieser eigenthümliche Gang des Temperatur-Unterschiedes an Seeabflüssen zu verfolgen ist, lassen die Beobachtungsreihen erkennen, die vom Rhein aus Alt-Breisach, Kehl und Speyer vorliegen. Das Verhalten des Temperatur-Unterschiedes zwischen Rhein und Luft ist zu Alt-Breisach im vierjährigen Mittel ganz das eines See-Abflusses. Der Rhein ist im April, Mai und Juni kälter, die übrigen Monate und somit auch das ganze Jahr wärmer als die Lufttemperatur. Die dafür mitgetheilten Werte dürften ziemlich den Mittelwerten nahekommen. In schönster Uebereinstimmung damit stehen die Beobachtungen zu Speyer aus den gleichen Jahren. Regelmäßig blieb immer im Mai die Temperatur des Rheins hinter der Luft zurück.

Die Temperaturmessungen im Rhein zu Speyer wurden im Sommer um 6ᵃ, im Winter um 7ᵃ vorgenommen, also etwa um die Zeit des Minimums. Die gefundenen Werte sind daher zu klein. Wird zu ihnen die Hälfte der für die periodische Schwankung des Neckars in Berg ermittelten Zahlen hinzugefügt, so bleibt doch noch, falls schon die Wassertemperaturen sich dadurch im Frühling höher als die Lufttemperatur erweisen, ein starkes Annähern von Luft- und Wassertemperaturen im Frühling gegenüber den anderen Jahreszeiten bestehen. Im Mai aber bleibt auch dann die Temperatur des Rheins im vierjährigen Mittel trotzdem noch immer um 1.4° niedriger als die der Luft. Es zeigt sich also bis hierher und jedenfalls noch eine Strecke weiter flussabwärts das charakteristische Verhalten des Seeabflusses. Freilich vereinigen sich

verschiedene Umstände, wodurch dieses Verhalten eine möglichst lange Strecke sich erhält. Der weitaus größte Theil des vor Speyer vorbeifließenden Rheinwassers stammt von Seeabflüssen; das große Gefälle und damit die beträchtliche Geschwindigkeit, tragen gleichfalls zur Erhaltung dieses charakteristischen Ganges des Temperaturunterschiedes vom Rhein und der Luft bei.

Nicht so genau ist die Uebereinstimmung mit Kehl. Es sind aber die Werte aus anderen Jahren genommen; auch war eine Kritik des Beobachtungsmateriales nicht möglich. Im Frühjahr tritt aber im zehnjährigen Mittel das charakteristische Zurückbleiben der Wassertemperatur gegenüber der Luft deutlich hervor.

Bei anderen Seeabflüssen mit geringem Gefälle und unbedeutenden Nebenflüssen, oder mit Nebenflüssen, die einen ganz anderen Gang des Temperaturunterschiedes aufweisen und durch ihre Wassermenge die Temperatur des Hauptflusses stark beeinflussen, wird sich der charakteristische Temperaturunterschied nicht so lange verfolgen lassen. Dies zeigt ein Vergleich der Temperatur der Rhône und der Luft zu Genf und Lyon im Mittel aus dem Zeitraum 1870 bis 1878. An beiden Orten wurden die Messungen der Wassertemperatur etwa gleichzeitig um die Mittagsstunde angestellt, sodass die gefundenen Werte etwa den Tagesmitteln entsprechen dürften. Während aber zu Genf die Rhône im neunjährigen Mittel denselben Gang des Temperaturunterschiedes aufwies, wie im 38-jährigen Mittel, und letzterer sogar in den Zahlenwerten in den einzelnen Monaten ziemlich genau übereinstimmte, war dieser Gang zu Lyon ein ganz anderer. Es war in Lyon die Rhône nur im Januar und November, December wärmer, sonst kälter als die Luft. Am größten war dieser Unterschied in den Sommermonaten (Juni 2.2°, Juli 3.0°, August 2.4°). Die Curve der Luft- und Wassertemperatur zeigt übereinstimmend ein gleichmäßiges Ansteigen und ein zuerst langsames dann rascheres Fallen. Nur ist die Curve der Lufttemperatur steiler als die der Wassertemperatur. Während die Lufttemperatur in Lyon im Mittel aus dem Zeitraum von 1870 bis 1878 im Sommerhalbjahr um 3.3°, im Winterhalbjahr um 2.5°, im Jahr um 2.9° höher war als zu Genf, war die Temperatur der Rhône in Lyon im Sommerhalbjahr nur um 1.65° höher, im Winterhalbjahr aber um 0.8° kälter, im Jahresmittel daher nur um 0.4° wärmer als zu Genf. Vergleichen wir aber die Temperatur der Rhône zu Lyon mit der Lufttemperatur zu Genf, so ergibt sich, das erstere das ganze Jahr hindurch höher ist als letztere, und zwar im Winterhalbjahr bedeutender als im Sommerhalbjahr (3.05° und 1.2°). Es zeigt die Rhône zu Lyon nicht mehr das charakteristische Verhalten der Seeabflüsse. Es ist die im Sommer ziemlich beträchtliche Zufuhr von Gletscherwasser durch die Arve, sowie das große Gefälle der Rhône zwischen Genf und Lyon (etwa 0.9⁰/₀₀) die Ursache, dass die Zunahme ihrer Temperatur auf der etwa 200 Kilometer langen Strecke bedeutend hinter der der Lufttemperatur zurückbleibt. Im Winter verliert der Strom aber auf dieser Strecke etwas von der durch den See aufgespeicherten Wärme, da dieselbe höher als die Lufttemperatur ist, und das Bestreben auf Ausgleichung der beiden besteht.

Die Beobachtungen Fournet's an der Rhône zu Lyon in den Jahren 1838—1843 ergeben einen etwas anderen jährlichen Gang der Temperatur. Es war nach diesen im sechsjährigen Mittel die Rhône im März, und vom Mai bis August kälter (am beträchtlichsten im Juli), die übrigen Monate wärmer, im Jahresmittel um 0.3° kälter als die Lufttemperatur. Das würde für eine größere Annäherung an das Ver-

halten eines Seeabflusses sprechen, doch wissen wir nichts über die Art und Zeit der Beobachtungen Fournet's, und können daher auch nicht die Wertigkeit der von ihm mitgetheilten Zahlen beurtheilen. Werden beide Reihen unter Beachtung ihrer verschiedenen Länge vereinigt, so ergibt sich für den Temperaturunterschied derselbe Gang, wie er bei der ersten Reihe geschildert wurde.

Besondere Erwähnung erfordert noch der Ticino. Dieser ist als Seeabfluss vom April bis August kälter, die übrigen Monate und im Jahresmittel wärmer als diese. Die Curve des jährlichen Ganges der Lufttemperatur zeigt insbesondere im Juli eine große Unregelmäßigkeit, die der Wassertemperatur dagegen schon mehr Uebereinstimmung mit denen anderer Seeabflüsse. Dass der Ticino im Juli (um 3.85°) und August (um 0.5°) kälter ist als die Luft, ließe sich ebenso wie die schon berührte Erscheinung der Wärmezunahme desselben in der Tiefe die insbesondere vom März bis Mai sich zeigte, auf eine starke Zufuhr von Quellwasser im Flussbette selbst zurückführen. Freilich lässt sich dann die größere Wärme in der Tiefe während der Sommermonate nicht erklären. Beachtet muss jedoch noch werden, dass die Beobachtungen am Ticino nur über ein Jahr sich erstrecken, dass also bei länger fortgesetzten Messungen die Unregelmäßigkeiten im Juli verschwinden können.

Wir fassen in folgender Tabelle (X) die Beobachtungen an Seeabflüssen zusammen, zu der nach dem bereits Gesagten eine weitere Erklärung nicht nothwendig erscheint.

Tab. X. Viertel-, halb- und ganzjährige Mittel der Temperatur von Seeabflüssen und des Unterschiedes derselben gegen die Lufttemperatur.

	Wassertemperatur							Unterschied gegen die Lufttemperatur					
	Winter	Frühl	Somm	Herbst	W.-Hj.	S.-Hj.	Jahr	Winter	Frühl	Somm	Hbst	W.-Hj.	S.-Hj.
Rhône, Genf 1853–1890	5.6	8.7	17.1	13.3	7.8	16.6	11.25	4.6	−0.2	−0.9	3.5	2.0	−0.4
Rhône, Genf 1870–1878	5.5	8.7	17.6	13.2	7.6	14.9	11.2	4.6	−0.4	−0.7	3.2	3.8	−0.5
Rhône, Lyon 1870–1878	4.3	10.8	19.2	12.6	6.8	16.6	11.7	0.9	−1.2	−2.3	0.2	0.5	−1.85
Rhône, Lyon 1838–1843	4.9	10.4	19.2	13.8	7.5	16.7	12.1	2.6	−0.5	−2.0	1.0	1.5	−0.9
Rhône, Lyon combiniert	4.5	10.7	19.2	13.1	7.0	16.6	11.8	1.6	−0.9	−2.2	0.3	0.95	−1.4
Rhein Altbreis.	8.7	8.95	18.0	12.7	6.3	15.4	10.8	3.6	−0.6	−0.1	2.6	3.0	−0.3
Rhein, Kehl	3.7	9.3	19.2	12.1	6.1	16.05	10.9	1.9	−0.8	−0.7	1.9	1.8	0.6
Rhein, Speyer	2.3	8.6	18.1	11.8	5.2	15.8	10.2	3.2	−0.4	0.2	2.6	2.8	0.1
Ticino, Pavia	6.5	11.7	20.3	15.3	9.0	17.95	13.5	4.9	−1.5	−2.6	2.9	4.3	−2.6
Mälar, Stockh.	0.7	2.8	16.2	10.1	2.9	12.1	7.5	3.7	0.1	0.9	4.1	3.65	0.8

Quell- und Gebirgsflüsse.

Bei weitem die größte Zahl der Flüsse Mitteleuropas entstammt weder Gletschern, noch durchströmt sie bei ihrem Lauf Seen. Meist entspringen diese Flüsse als klare, kühle Bäche aus Quellen in den Mittelgebirgen. Die niedere Temperatur, die namentlich im Sommer auch ohne Instrumente deutlich wahrnehmbar ist, bildet eine charakteristische Eigenschaft des Gebirgswassers. Die Temperatur der Quellen schwankt während des Jahres nur um geringe Beträge und stimmt, falls die Quellen keine Thermen sind, im Jahresmittel annähernd mit der mittleren Lufttemperatur überein. Es ist somit die Lufttemperatur im Winter kälter,

im Sommer bedeutend wärmer als das Quellwasser. Ebenso werden sich auch die den Quellen entströmenden Gewässer eine Strecke weit verhalten. Die Temperaturbeobachtungen an der Memminger Ach lassen dies gut erkennen. Dieselbe ist zu Tage tretendes Grundwasser des im Diluvialschotter sich fortbewegenden Grundwasserstromes, und wächst, wie alle unter solchen Bedingungen entstehenden Wasserläufe zusehends an Stärke, sodass sie nach 3 Kilometer Lauflänge schon zu einem recht beträchtlichen Bache geworden ist. Ueber die Art der Temperaturbeobachtungen an diesem, und die Bedenken, die darüber zu erheben sind, ist schon gesprochen worden. (S. 15 und 30.) Es werden daher nur die täglichen Minimumtemperaturen der Ach verwendet, welche die am meisten einwurfsfreien Werte sind. In nachfolgender Tabelle (XI) werden die Mittel derselben mit denen der Lufttemperatur und einer Quelle zum Vergleich zusammengestellt. Letztere entspringt unter denselben Verhältnissen wie die Ach, und ihre Temperatur wurde gleichzeitig mit der der Ach von demselben Beobachter gemessen, sodass dieser Vergleich also gestattet ist.

Tab. XI. Temperatur der Ach, der Luft und einer Quelle zu Memmingen.

A. Monatsmittel.

	1885 Dec.	1886 Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct	Nov.	Jahr
emperatur	1.0	2 8	–3.6	0 5	9 3	12 9	13.9	17 6	17.0	14 9	8.8	3.6	7.6
eratur d. Ach	3.2	2.2	2 1	2.4	6 35	8.2	9 0	10.6	10 7	9 5	6.3	5.55	6.3
s. der Quelle	9.3	8 4	7.8	7.2	7 1	7.9	8.7	9.4	10.5	11.2	11.1	10.5	9 1
sch. zwischen h und Luft	4.2	5.0	5.7	1.9	–2 95	–4.7	–4.9	–7 0	–6.3	–5 4	–2.5	1 95	–1.25
sch. zwischen lle und Luft	10.3	11.2	11.4	6.7	–2.2	–5.0	5.2	–8.2	–6 5	–3.7	2.3	6.9	1.5
sch. zwischen h und Quelle	–6 1	–6.2	–5 7	–4.8	–0.75	0 3	0.3	1.2	0.2	–1.7	–4.8	–4.95	2.75

B. Viertel-, halb- und ganzjährige Mittel.

	Winter	Frühling	Sommer	Herbst	W.-Halbj.	S.-Halbj.	Jahr
Lufttemperatur	–2 5	7 6	16 2	9.1	0.9	14.8	7 6
Temperatur der Ach	2 5	5 65	10.1	7.1	3.6	9.1	6.3
Temperatur der Quelle	8.5	7.4	9.5	10.9	9 05	9.1	9.1
Untersch. zw. Ach und Luft	5 0	–1 9	–6.1	–2 0	2.7	–5 2	–1.25
Untersch. zw. Quelle und Luft	11.0	–0.2	–6.6	1.8	8.1	–5 1	1.5
Untersch. zw. Ach und Quelle	–6 0	–1.75	0 6	–3 8	–5.4	–0.1	2.75

Bei dem nur 3 Kilometer langen Lauf nahm die Temperatur der Ach beträchtlich ab, wenn die Lufttemperatur niedriger war als die des Quellwassers, nahm aber nicht so rasch an Wärme zu, wenn die Lufttemperatur höher war als die des Quellwassers. Da die Fähigkeit des Wassers für Wärmeaufnahme oder Wärmeabgabe dieselbe ist, müssen hauptsächlich andere äußere Einflüsse dies Resultat bewirken. Als solche wären hauptsächlich die Abkühlung durch den Boden, durch Zufuhr von Regenwasser und Wasser bei der Schneeschmelze, ferner durch Schnee und Eis in Betracht zu ziehen. Jedenfalls sind diese Veränderungen auf einer so kurzen, in höchstens einer Stunde durchflossenen Strecke eine sehr auffallende Erscheinung, die an einem anderen Quellfluss nachzuprüfen wäre. Die Monatsmittel für die Ach sind die Mittel der täglichen

Minimumtemperaturen; wird zu ihnen die Hälfte der für den Neckar bei Stuttgart gefundenen Werte der periodischen Schwankung hinzugefügt, so bleibt doch das Verhalten der Temperatur der Ach zur Quelle und zur Lufttemperatur das gleiche wie oben.

Im Oberlauf werden Quellflüsse allgemein diese Erscheinung zeigen. Gebirgsflüsse werden in Folge ihres größeren Gefälles und damit auch größeren Geschwindigkeit diese Temperaturverhältnisse länger bewahren können. Der Umstand, dass sie vielfach in tief eingeschnittenen engen, bewaldeten Thälern fließen, hindert die Einstrahlung ihre volle Wirksamkeit auf das Gewässer auszuüben. Die Vermehrung der Wassermenge der Quellflüsse durch von der Schneeschmelze herrührendes Wasser, sowie durch das oberflächlich abfließende Regenwasser wird ihre mit den Eigenthümlichkeiten der Quellentemperaturen in Zusammenhang stehende Temperatur etwas modificieren, die Wassermenge aber kommt insoferne in Betracht, als die Abkühlung und Durchwärmung bei einer kleinen Wassermenge viel rascher von statten gehen muss, als bei einer großen.

Tab. XII. Viertel-, halb- und ganzjährige Mittel der Temperatur von Quell- und Gebirgsflüssen und des Unterschiedes derselben gegen die Lufttemperatur.

	Wassertemperatur							Unterschied gegen die Lufttemperatur					
	Winter	Frühl.	Somm.	Herbst	W. Hj.	S.-Hj.	Jahr	Winter	Frühl.	Somm.	Herbst	W. Hj.	S.-Hj.
Ach, Memmingen	2.5	5.65	10.1	7.1	3.6	9.1	6.3	3.7	1.6	−5.5	−4.7	1.5	−4.0
Ill, Straßburg	3.2	10.5	19.7	11.2	5.6	16.8	11.2	2.7	0.8	1.1	1.3	2.2	−0.3
Fecht, Logelbach	4.7	10.1	16.3	10.9	6.7	14.3	11.3	2.6	−1.2	−5.0	0.4	1.8	3.4
Neckar, Berg	2.7	9.55	17.2	10.4	5.0	14.9	10.0	2.7	0.5	−0.4	1.2	2.1	−0.1
Isar, München	2.7	7.8	15.3	10.4	4.9	13.25	9.1	5.1	1.4	0.8	2.3	4.5	0.2
Košavab., Sarajevo	1.55	6.8	14.6	9.0	3.8	12.1	8.0	2.3	−1.8	−2.9	−0.2	1.7	2.75

Nach dem Gesagten und nach der Tabelle XII ergibt sich der jährliche Gang des Temperaturunterschiedes zwischen Gebirgsflüssen und der Luft. Dieselben sind während des Winterhalbjahres immer wärmer, im Sommerhalbjahr aber kälter als die Luft. Der Temperaturunterschied erreicht zumeist im December und Januar einerseits im Juli und August andererseits seine größten Beträge. Die letzteren sind kleiner als die ersteren. Wird der jährliche Gang von Wasser- und Lufttemperatur für Stationen an Gebirgsflüssen graphisch dargestellt, wie dies auf beigegebener Tafel für die Memminger Ach und den Košavabach geschah, so ergeben sich für beide Elemente je eine fast symmetrische Curve mit dem oberen Scheitel im Juli bis August. Die Curve der Lufttemperatur wird nach dem Gesagten naturgemäß steiler sein als die der Wassertemperatur, die Schnittpunkte weisen aber nicht für alle Stationen dieselbe gleichmäßige Lage auf, wie bei den Gletscherflüssen. Der Gang des Temperaturunterschiedes zeigt für letztere und die Gebirgsflüsse große Aehnlichkeit, nur erreicht er bei diesen im Sommerhalbjahr geringere Beträge als bei den Gletscherflüssen. Es ist daher der Temperaturunterschied bei Gebirgsflüssen im Jahresmittel etwa 0°, manchmal etwas niedriger, manchmal etwas höher. Bei der raschen Veränderung der Quellentemperatur auf einer ganz kurzen Strecke wird auch der geschilderte Gang des Temperaturunterschiedes nicht sehr weit stromabwärts zu verfolgen sein. Dies zeigen der Neckar bei Stuttgart und die Isar zu München. Die Temperatur beider Flüsse nähert sich im Sommer schon sehr der Lufttemperatur und im Jahresmittel ist dieselbe schon sehr beträchtlich höher als die letztere.

Die Werte für die Ill, die Fecht, den Neckar und die Isar dürften dem Tagesmittel ziemlich nahe kommen. Diejenigen für die Ach sind wie bereits erwähnt, zu niedrig, ebenso die für den Košavabach. Letzterer dürfte im Jahresmittel etwa dieselbe Temperatur wie die Luft aufweisen.

Flachlandsflüsse.

Es wurde beim Neckar und bei der Isar erwähnt, dass sie nicht mehr so scharf das charakteristische Verhalten des Temperaturunterschiedes bei Gebirgsflüssen erkennen lassen. Sie bilden vielmehr schon den Uebergang zur nächsten Gruppe, welche die meisten der vorne aufgezählten Flüsse enthält. Sie umfasst diejenigen fliessenden Gewässer, die das ganze Jahr hindurch wärmer sind als die Luft, sodass dieser Unterschied im Jahresmittel meist über 1° zu Gunsten der Wassertemperatur erreicht. Aus der folgenden zusammenfassenden Tabelle (XIII) ersieht man auch die Natur der zu dieser Gruppe gehörenden Gewässer. Es sind dies Flüsse des Flachlandes und einige kleinere Bäche. Daraus ergibt sich auch leicht das geschilderte Verhalten. Diese Flüsse haben an den angeführten Stationen und schon oberhalb derselben ein geringes Gefälle und meist auch eine verminderte Geschwindigkeit. Es kann daher die directe Sonnenstrahlung und die Luftwärme mit mehr Intensität darauf einwirken, als auf Gebirgs- und Gletscherflüsse. Bäche aber werden, sofern sie keine reichliche Zufuhr von Quellwasser enthalten, trotz ihres manchmal grossen Gefälles leicht durchwärmt werden, da deren Wassermasse meist nur eine geringe ist.

Tab. XIII. Viertel-, halb- und ganzjährige Mittel der Temperatur von Flachlandsflüssen und des Unterschiedes derselben gegen die Lufttemperatur.

	Wassertemperatur							Unterschied gegen die Lufttemperatur						
	Winter	Frühl.	Sommer	Herbst	W. Hj.	S. Hj.	Jahr	Winter	Frühl.	Sommer	Herbst	W. Hj.	S. Hj.	Jahr
...ichsel, Krakau	0.7	7.35	17.05	8.3	2.7	14.0	8.4	2.6	0.2	−0.2	0.1	1.4	−0.1	0.7
...er Breslau	0.6	8.6	18.7	9.5	2.9	15.75	9.3	1.6	0.9	1.1	0.8	1.1	1.1	1.1
...rthe Posen	1.3	8.5	19.7	10.3	3.4	16.5	9.9	3.0	0.5	2.2	1.8	2.1	1.6	1.9
...be Lobositz	2.1	9.9	21.1	10.6	4.0	17.8	11.0	0.5	1.5	2.6	1.3	1.1	2.05	1.5
...be Dresden	1.4	10.7	19.8	10.5	3.5	17.6	10.6	0.5	0.6	2.2	0.4	0.3	1.5	0.9
...be Hamb. 1869-73	1.5	8.9	18.8	9.8	3.75	15.7	9.7	0.0	0.8	2.4	0.8	0.0	2.0	1.0
...be Hamb. 1886-91	0.9	8.5	18.6	10.3	3.4	15.8	9.6	1.7	1.6	2.8	1.4	1.4	2.5	1.9
...dau Prag	1.2	9.9	19.2	10.0	3.4	16.7	10.1	2.7	0.7	[illegible]	0.3	0.85	0.8	0.8
...atzl. Gr. Opitz	2.7	10.4	16.2	10.2	5.4	14.5	9.9	1.6	1.9	1.0	1.4	1.5	1.45	1.5
...le Halle	1.4	10.1	20.3	9.9	3.7	17.3	10.5	1.1	1.7	3.1	1.8	1.3	2.6	1.9
...igern. Werniger.	1.9	7.6	16.6	8.3	3.4	13.8	8.6	2.3	0.3	1.1	0.2	1.6	0.4	1.0
...ner, Elsfleth	2.3	9.7	19.1	10.5	4.5	16.3	10.4	[illegible]	2.1	2.9	1.5	1.1	2.65	1.9
...in Bayreuth	0.9	8.4	18.3	9.2	3.2	15.2	9.2	2.8	1.8	1.5	1.8	2.25	1.7	2.0
...as Lutach	5.1	10.1	[illegible]	10.9	6.4	16.6	11.6							
...nau Erlangen	2.6	10.5	19.3	11.1	5.2	16.6	10.9	5.0	3.0	1.9	2.2	3.1	2.25	3.0
...ge Dillingen	2.3	11.2	19.5	11.8	5.5	16.9	11.2	4.2	2.6	1.4	3.3	3.9	1.9	2.9
...ch Augsburg	2.4	9.1	16.8	9.9	4.5	14.55	9.5	4.1	1.9	0.5	2.7	3.55	1.0	2.3
...ler Wien	1.6	11.3	20.9	10.6	4.0	18.2	11.1	0.7	1.5	2.4	1.5	0.8	2.2	1.5
...rge Morges	1.3	9.9	16.5	10.4	4.45	14.4	9.4	2.1	0.8	0.4	2.1	2.1	0.2	1.1
...ne Lyon [illegible]	3.3	10.6	20.3	[illegible]	[illegible]	17.45	11.8	1.0	0.3	−0.1	0.8	0.2	0.45	0.3
...ne Lyon 1870-78	3.75	11.8	21.7	12.9	6.5	18.6	12.55	0.8	−0.1	[illegible]	0.1	0.1	0.1	0.1
...ne Lyon comb.	3.5	11.2	21.1	13.2	6.4	18.2	12.3	0.9	0.2	0.1	0.4	0.25	0.3	0.3
...r. Vendome	5.3	11.7	19.8	12.3	7.3	17.25	12.3	1.6	2.0	2.4	1.9	1.65	2.3	2.0
...re Tours	–	11.3	20.4	—	—	—			1.5	2.1	—		—	—
...ne Paris	4.9	11.8	20.5	12.8	7.35	17.75	12.5	2.0	2.4	3.1	2.7	[illegible]	2.9	2.5
...ne Paris	4.2	11.2	20.1	12.4	6.6	17.4	12.0	1.4	1.8	2.8	2.35	1.6	2.6	2.1
...mse, Greenwich	4.6	10.0	17.9	11.3	6.4	15.45	10.9	0.2	0.7	1.0	1.1	0.6	1.0	0.8

Die in der Tabelle aufgezählten Flüsse lassen sich wiederum in drei Unterabtheilungen trennen, nämlich *a)* solche Flüsse, deren Temperaturunterschied mit der Luft im Sommerhalbjahr größer ist als im Winterhalbjahr, *b)* solche, deren Temperaturunterschied in beiden Halbjahren gleich groß ist und *c)* Flüsse, deren Temperaturunterschied im Sommerhalbjahr kleiner ist als im Winterhalbjahr. Wir können die ersteren, zu welchen wir die Elbe, die Saale, die Weser, den Loir, die Seine, die Marne und die Themse zu rechnen haben, als echte Flachlandsflüsse bezeichnen. Die letzteren, wozu die Weichsel, die Warthe, der Zilligerbach, der Main, die Donau zu Dillingen, die Egge, der Lech und der Wienfluss gehören, zeigen, mit Ausnahme der ersten beiden, noch Anklänge an ihre frühere Natur als Gebirgsflüsse. Bei der Weichsel (Krakau) und der Warthe (Posen) kommen die strengen Winter in Betracht, in denen die Lufttemperatur bedeutend unter 0° sinkt, wobei ihr die Wassertemperatur nicht folgen kann. Die sehr geringen Beträge des Unterschiedes zwischen der Temperatur der Weichsel und der Luft im Sommer, ferner auch der Umstand, dass im vierjährigen Mittel im Sommer die Lufttemperatur höher ist als die der Weichsel (um 0.1°), lassen noch, wenn auch nicht sehr scharf, das Verhalten eines Gebirgsflusses erkennen. Nicht unerwähnt darf aber dabei bleiben, dass, wie schon bemerkt, die Genauigkeit der Beobachtungen an der Weichsel eine nicht allzu große ist, dass ferner die Beobachtungen um 8ʰ angestellt wurden, daher zu niedrig sind. Würden dieselben auf das Tagesmittel reduciert, so würde jedenfalls die Wassertemperatur auch im Sommer, wenn auch nur um ein geringes höher sein als die Luft. Zur Unterabtheilung *b)*, welche gewissermaßen den Uebergang zwischen den beiden anderen bildet, sind die Oder, die Moldau, der Schloitzbach und die Saône zu zählen. Letztere kann aber auch zu Unterabtheilung *a)* gerechnet werden.

In der Uebersichtstabelle (VI) und sogar in der Tabelle der Vierteljahrsmittel ist in manchen Fällen die Lufttemperatur höher als die des Wassers. Vielfach dürfte dies auf zu kurze Beobachtungsperioden zurückzuführen sein, wie bei Dresden, wo im December die Lufttemperatur höher angegeben ist als die Wassertemperatur. Es war dortselbst in den beiden Beobachtungsjahren 1864 und 1865 der December gegenüber dem Mittel zu warm. Andere Flüsse sind in einem oder mehreren Frühlingsmonaten gegen die Luft zu kalt. Letztere erwärmt sich zu dieser Zeit tagsüber stark, kühlt aber die Nacht über stark ab, während die Wassertemperatur nur langsam ansteigt. Auffallend ist das Verhalten des Temperaturunterschiedes bei der Morge. Dieselbe war nach den Beobachtungen im Jahre 1889 vom Mai bis Juli kälter als die Lufttemperatur. Da aber die Beobachtungen nur ein Jahr lang angestellt wurden, zudem nicht einmal täglich, sondern bloß 15 bis 20mal im Monat vorgenommen wurden, so lässt sich nicht entscheiden, ob hier eine regelmäßig alljährlich wiederkehrende Erscheinung vorliegt.

Besondere Beachtung ist dem Gang des Temperaturunterschiedes der Saône zuzuwenden. Nach den Beobachtungen aus den Jahren 1870 bis 1878 ist die Saône vom Januar bis März kälter, die übrigen Monate aber wärmer, als die Lufttemperatur. Freilich ist dieser Unterschied auf beiden Seiten mit Ausnahme des Februar und des December sehr gering, und beträgt im Jahresmittel nur 0.1°. Die Beobachtungen wurden Mittags vorgenommen und dürften etwa den Tagesmitteln der Wassertemperatur entsprechen. Viel unregelmäßiger ist der Gang des Temperaturunterschiedes im Mittel aus den Jahren 1838 bis 1843. Deutlicher als in der

ersten Reihe tritt hier ein Ueberwiegen der Lufttemperatur im Frühjahr hervor; eine Erscheinung, die oben schon berührt wurde.

Zum Schlusse seien noch zwei Flüsse angefügt, die ein von den angeführten Gruppen verschiedenen Gang des Temperaturunterschiedes aufweisen. Da beide denselben klimatischen Einflüssen unterworfen sind, so ist ihr ziemlich analoges Verhalten kein zufälliges, sondern bedingtes. Es sind dies die Donau zu Peterwardein und die Theiß zu Szegedin.

	Wassertemperatur							Unterschied mit der Luft						
	Winter	Frühl.	Som.	Herbst	W. Hj.	S. Hj.	Jahr	Winter	Frühl.	Som.	Herbst	W.-Hj.	S. Hj.	Jahr
Donau Peterwardein 8 Jahre	1.2	9.6	19.8	11.5	4.3	16.8	10.55	0.4	2.1	0.9	0.4	−0.8	1.2	−0.8
Theiß, Szegedin, 6 Jahre	1.5	9.7	19.7	11.7	4.7	16.6	10.6	1.2	-1.8	−0.9	0.5	0.6	−1.1	−0.3

Die Donau war nur im Januar und December wärmer, sonst immer kälter als die Lufttemperatur, die Theiß war vom September bis Januar wärmer, die übrigen Monate aber kälter als die Lufttemperatur. Die beiden Flüsse waren somit nur im Winter wärmer, die übrigen Jahreszeiten aber kälter und zwar im Frühling am meisten, als die Lufttemperatur. Die Beobachtungen wurden um 8ʰ gemacht. Die Werte sind daher etwas zu klein gegenüber dem Tagesmittel der Luftmittel. Würden dieselben auf das Tagesmittel reduciert, so würde mit Ausnahme des Frühlings die Wassertemperatur der Lufttemperatur meist gleich werden, also dieselben Verhältnisse wie die für die Warthe Posen geschilderten sich ergeben. Dass aber im Winter die Wassertemperatur nur wenig höher ist als die Lufttemperatur, dürfte auf die Ungenauigkeit der Beobachtungen zurückzuführen sein, auf die gleich zu Beginn (S. 7) hingewiesen wurde.

Zu den vier Gruppen des jährlichen Ganges des Unterschiedes zwischen Wasser- und Lufttemperatur kann in Gebieten, in denen die Lufttemperatur im Winter im Monatsmittel über 0° bleibt (etwa 1° und darüber), noch eine fünfte hinzutreten, nämlich Flüsse, die das ganze Jahr hindurch kälter sind als die Lufttemperatur. Da dieser Fall für Mitteleuropa aber durch kein Beispiel belegt werden kann, so sei er nur angedeutet.

Der verschiedenen Natur eines Gewässers in den einzelnen Theilen seines Laufes entspricht auch ein verschiedenes Verhalten der Temperatur. Während ein Strom in seinem Oberlauf die Temperatur-Eigenthümlichkeiten eines Gletscher- oder Gebirgsflusses besitzt, hat er in seinem Unterlauf meist auch in seiner Temperatur den Charakter eines Flachlandsflusses angenommen, möglicherweise auch unter Einschaltung des Charakters eines Seeabflusses. Immer aber wird ein Verhalten allmählich in das andere übergehen.

Bedeutende Zuflüsse, die ein anderes Temperaturverhalten aufweisen als der Hauptfluss vor der Vereinigungsstelle, können aber dessen Verhalten bedeutend ändern, wie sich dies an der Donau verfolgen lässt. Während dieselbe bei Dillingen und wohl noch weiter flussabwärts als Flachlandsfluss entgegentritt, wird ihre Temperatur durch den Inn und andere von Gletschern gespeiste Nebenflüssen dermaßen geändert, dass sie bei Wien das Verhalten eines Gebirgs- beziehungsweise Gletscherflusses zeigt. Dadurch werden die so einfachen Verhältnisse zu verwickelten, und die an einer Station beobachtete Flusstemperatur stellt sich als Function des Klimas des gesammten oberhalb dieser Station gelegenen Einzugsgebietes des Flusses, sowie dessen geographischer Be-

schaffenheit dar. **Weitbrecht** und **Fournet** haben dies in ähnlicher Weise bereits ausgesprochen. Letzterer auf Grund seiner sechsjährigen gleichzeitigen Beobachtungen (von 1838 bis 1842) an der Rhône und Saône zu Lyon, welche ein verschiedenes Verhalten der Temperatur beider Flüsse ergaben. Die in den Jahren 1870 bis 1878 wiederholten Beobachtungen zeigten dasselbe Resultat. Ebenso auch die Beobachtungen, die in den Jahren 1874 bis 1888 zu Paris an der Seine und der Marne angestellt wurden. Zuerst wurde ein solcher Unterschied von **de Prony** beobachtet, welcher im Januar 1821 einen merklichen Unterschied zwischen der Temperatur der Flüsse Iton und Eure (Nebenflüsse der unteren Seine) fand [1].

V.

Jährlicher Gang der Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas.

Nachdem im Vorhergehenden der Unterschied zwischen Wasser- und Lufttemperatur zum Ausgangspunkt unserer Betrachtung gewählt worden war und auf Grund des verschiedenen jährlichen Ganges desselben vier verschiedene Gruppen ausgeschieden werden konnten, soll nun an der Hand je eines typischen Beispiels aus diesen vier Gruppen der jährliche Gang der Temperatur fließender Gewässer untersucht werden.

Ein Blick auf die Uebersichtstabelle der Wassertemperaturen lässt die große Uebereinstimmung im Eintritt der größten und der kleinsten Monatsmittel erkennen. Jene fallen meist auf den Juli, diese meist auf den Januar. Es zeigt sich also auch hierin der schon oft berührte enge Zusammenhang zwischen Wasser- und Lufttemperatur, beziehungsweise die Abhängigkeit beider von der Sonnenwärme. Der Eintritt der höchsten und niedrigsten Monatsmittel fällt für die Luft- und Wassertemperatur meistens, im langjährigen Mittel aber immer zusammen. Mehrfach wird das größte Monatsmittel im August, seltener auch im Juni erreicht. Diese letzteren Fälle sind bei der Rhône (St. Maurice), bei der Elbe (Lobositz), bei der Saale (Halle) und der Morge (Morges) auf die kurze Beobachtungsperiode zurückzuführen. Derselbe Grund ist auch als Erklärung für das zu frühe Eintreten des kleinsten Monatsmittel der Temperatur bei der Elbe (Lobositz), dem Zillierbach (Wernigerode), Rhein (Rheineck), der Arve (Genf) und Morge (Morges) anzuführen, sowie auch für das zu späte Eintreten desselben bei der Egge (Dillingen). Bei dieser kommen außerdem die nur sporadisch angestellten Beobachtungen dafür noch mit in Betracht. Sonderbar ist das Verhalten des Loir. Nach vierjährigem Mittel wird bei ihm das niedrigste Monatsmittel im December und Februar erreicht, während der Januar ein höheres Monatsmittel besitzt. Da aber die Lufttemperatur im Mittel aus demselben Zeitraum ebendieselbe Erscheinung zeigt, so erklärt sich dies Verhalten der Wassertemperatur als Effect der Lufttemperatur und würde bei länger fortgesetzten Beobachtungen wahrscheinlich verschwinden.

[1] Fournet, Commission hydrométrique de Lyon I. Chap. V. Thermométrie des cours d'eau. Ann. de la Soc. d'agric. de Lyon. 1866. S. 101 ff.

Nicht zufällig dürfte es aber sein, dass die Rhône (Genf) und der Ausfluss des Mälarsees (Stockholm) ihr kleinstes Monatsmittel im Februar, ihr größtes im August erreichen. Letzteres ist auch beim Rhein (Altbreisach und Speyer) sowie beim Ticino (Pavia) der Fall. Die aufgezählten Gewässer sind Seeabflüsse. Sie lassen die bereits erwähnte Function der Seen als Wärmespeicher erkennen. Auch die vorne mitgetheilten Beobachtungen über die Oberflächentemperatur der Seen stimmen damit überein. Beim Genfer-, Neuenburger- und Wörther-See fällt das kleinste Monatsmittel auf den Februar, beim Bodensee und Luganer See auf den Jänner, doch sind die Monatsmittel für Jänner und Februar nur um 0·2° bis 0·3° verschieden. Die größten Monatsmittel fallen mit Ausnahme des Genfersees zwar auf den Juli, doch sind die Juli- und Augustmittel beim Neuenburger- und beim Luganersee, an denen durch längere Zeit die Oberflächentemperatur beobachtet wurde, nahezu gleich.

Die Verzögerung im Eintritt der größten und kleinsten Monatsmittel der Temperatur der Memminger Ach hingegen kann in Zusammenhang mit dem verspäteten Eintritt der größten und kleinsten Monatsmittel der Quellwassertemperatur zu Memmingen gebracht werden. Letztere fallen auf den September, beziehungsweise März. Die bereits erwähnten bedeutenden Modificationen der Quellwassertemperatur durch die Lufttemperatur wird als Ursache der Vertrühung anzusehen sein. Die Annahme, dass die Verspätung des Eintrittes des kleinsten Monatsmittels und der nicht allzugroße Unterschied zwischen dem Juli- und Augustmittel der Temperatur der Elbe in Zusammenhang mit der analogen Erscheinung bei der Oberflächentemperatur der Nordsee stehen möchte, findet in den gleichzeitigen Beobachtungen der Themse zu Greenwich und den früheren Beobachtungen W. v. Freeden's keine Bestätigung. Letzterer erklärt auch, dass die Gezeiten keinen Einfluss auf die Temperatur der Weser hervorbrachten. Die Verspätung des Eintrittes der größten Monatsmittel bei der Sill (Innsbruck), Salzach (Salzburg) und der Etsch (Trient), die eine ziemlich regelmäßige Erscheinung ist (Salzach in 10 Jahren sechsmal, dreimal das Julimittel größer als das Augustmittel, einmal beide gleich; Etsch in 9 Jahren fünfmal, dreimal das Julimittel größer, einmal beide gleich, Sill in 9 Jahren ebenso), wird eine Folge der stärkeren Zufuhr von Gletscherschmelzwassern während des Monats Juli sein.

Nach dem Gesagten ergibt sich, dass fließende Gewässer in dem jährlichen Gang ihrer Temperatur einen innigen Zusammenhang mit der Lufttemperatur zeigen. Insbesondere die hauptsächlich nur durch die Einstrahlung der Sonne und durch die Lufttemperatur beeinflussten Flachlandsflüsse lassen diesen Parallelismus deutlich erkennen. Bei den übrigen Gruppen von Flüssen, für deren Temperatur noch eine Reihe anderer Factoren in Betracht kommt, wird sich aber das Verhalten etwas ändern, wenn der durch diese Factoren ausgeübte Einfluss sehr bedeutend ist.

Besonders gut zeigen die Sill (Innsbruck), die Rhône (Genf), die Ach (Memmingen), der Košavabach (Sarajevo), die Oder (Breslau) und die Marne (Paris) die Eigenschaften der vier ausgeschiedenen Gruppen. Dieselben sollen als Typen des jährlichen Ganges der Temperatur bei Gletscherflüssen, bei Seeabflüssen, bei Quell-, beziehungsweise Gebirgsflüssen und bei Flachlandsflüssen hier eine nähere Betrachtung erfahren, während die Tafel den jährlichen Gang von Wasser- und Lufttemperatur für diese Stationen graphisch darstellt. Zur Untersuchung wurden die

halben Unterschiede von je zwei alternirenden Monaten benützt, wobei aber jeder Monat zweimal in Rechnung gezogen wurde. Es stellen also die in Tabelle XIV folgenden Werte die Summe der Wärmezunahme (+), beziehungsweise Abnahme (−) innerhalb eines Monats dar, und zwar für die Rhône nach 38jährigen, für die Oder und Marne nach 15jährigen Mitteln, woraus sich schon sehr sichere Resultate ergeben dürften. Beim Košavabach standen nur sechsjährige, bei der Sill nur fünfjährige und bei der Ach nur einjährige Mittel für die Untersuchung zur Verfügung.

Anmerkung. Da die Monatsmittel gewissermaßen den Zustand der Mitte des Monats darstellen, so entspricht der Unterschied der Temperatur zweier unmittelbar aufeinander folgender Monate der Temperaturzunahme oder -Abnahme vom 15. des einen bis zum 15. des anderen dieser zwei Monate. Bezeichnen wir die Mittel dreier unmittelbar aufeinander folgender Monate als a, b, c, so ist die Temperaturzunahme Tz im Monat b etwa gleich

$$Tz_b = \frac{b-a}{2} + \frac{c-b}{2} \quad \text{also} \quad Tz_b = \frac{c-a}{2}$$

Die Temperaturzunahme oder -Abnahme muss aber nicht in beiden Hälften eines Monats gleich sein. Ein Vergleich der auf diese Weise berechneten Werte mit den aus den graphischen Darstellungen ermittelten wirklichen Werten der Temperaturzunahme oder Abnahme zeigt nur geringe Unterschiede zwischen beiden. Da es aber nicht so sehr auf die absoluten Zahlenwerte, sondern auf Vergleichsgrößen unter- und gegeneinander ankommt, so gibt obiger Vorgang dazu hinreichend sichere Zahlen. Hier seien auch die aus den graphischen Darstellungen ermittelten wirklichen Werte angeführt:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Rhône . . .	1.05	1.05	1.9	2.6	3.2	3.0	2.3	−0.2	−2.7	−3.7	−4.0	−2.4
Košavabach	−0.25	1.0	2.5	3.5	3.5	2.0	1.7	−2.1	−3.1	−3.5	−4.1	−1.75
Oder	0.0	0.8	3.9	6.1	4.7	3.2	0.3	−2.5	−4.4	−6.2	−4.7	−1.5

Tab. XIV. Temperaturzunahme, beziehungsweise -Abnahme innerhalb eines jeden Monates.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Sill, Innsbruck	0.05	0.9	1.95	2.1	1.4	1.1	0.4	−0.8	−1.9	−2.5	1.9	−[illegible]
Rhône, Genf	0.9	0.5	1.9	2.6	3.2	3.2	1.7	−0.4	2.5	−3.75	−3.5	[illegible]
Ach, Memmingen	0.6	0.1	2.1	2.9	1.3	1.2	0.9	0.6	2.2	−2.0	−1.6	−[illegible]
Košavab., Sarajevo	−0.4	1.2	2.55	3.5	3.3	2.5	1.05	−1.65	−2.7	−3.45	−3.8	−[illegible]
Oder, Breslau	−0.2	1.2	4.2	5.7	4.5	2.8	0.1	−2.2	−4.5	−5.7	−4.2	−[illegible]
Marne, Paris	0.2	1.9	3.3	4.0	3.9	3.0	0.7	−1.7	−4.2	−5.1	−3.9	−[illegible]

Daraus ergeben sich noch folgende Bemerkungen zum jährlichen Gang der Temperatur fließender Gewässer: Um die Zeit des Eintrittes der größten und kleinsten Monatsmittel geschieht die Zunahme und Abnahme der Temperatur sehr langsam, dazwischen aber rascher, und zwar ziemlich gleichmäßig, sodass je zwei gleich weit von den Monaten, in welchen Zunahme und Abnahme am kleinsten sind, abstehende Monate ungefähr eine gleich große Temperaturzunahme, beziehungsweise Abnahme besitzen. Deutlich lässt sich die Verspätung des größten Monatsmittels bei der Rhône und Ach, sowie der geringe Unterschied von Juli- und Augustmittel bei Košavabach durch eine Temperaturzunahme im Juli erkennen, die gegenüber derjenigen der anderen Flüsse sofort auffällt. Dasselbe gilt auch für das Jannarmittel der Temperaturabnahme bei der Rhône und der Ach, das eine Verspätung des kleinsten Monatsmittels anzeigt. Die Werte für Zu- und Abnahme sind am

größten bei den Flachlandsflüssen, deren Temperatur ja fast ausschließlich durch die Lufttemperatur und Bestrahlung durch die Sonne bestimmt wird. Diese Gruppe hat nicht nur im Vergleich mit der Lufttemperatur die größte Temperatur, sondern auch im Vergleich der ausgeschiedenen Gruppen untereinander. Am besten spiegelt sich dies in der jährlichen Amplitude der Temperatur. Dieselbe beträgt für die Sill 8.5°, für die Memminger Ach 8.6°, für den Košavabach 14.2°, für die Rhône 13.6°, für die Oder 19.4°, für die Marne 17.5°. Sie wird für Gletscher- und Quellflüsse etwa bis 10°, für Flachlandsflüsse über 15° erreichen. Es ergeben sich also für die einzelnen Gruppen nur in Bezug auf die absoluten Werte größere Unterschiede im jährlichen Gang der Temperatur.

Kaum nothwendig ist es noch hinzuzufügen, dass die jährliche Amplitude der Temperatur eines fließenden Gewässers an einem Orte hinter der der Lufttemperatur daselbst in größerem oder kleinerem Betrage zurückbleibt.

VI.

Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas.

Da diesem meteorologischen Element jetzt immer mehr Aufmerksamkeit zugewandt wird, so wurde, soweit darüber die täglichen Beobachtungen zur Verfügung standen, die Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer untersucht. Ich habe mich dabei strenge an die grundlegenden »Untersuchungen über die Veränderlichkeit der Tagestemperatur« von Hann[1]) gehalten und seine Mittelwerte für die Veränderlichkeit der Lufttemperatur beim Vergleich verwendet. Soweit es möglich war, wurden fünfjährige Mittel zur Untersuchung benützt. Aus dem bereits über die Eigenthümlichkeiten der Wassertemperaturen Gesagten, sowie aus dem physikalischen Verhalten des Wassers darf man wohl schließen, dass die Werte für die Veränderlichkeit der Wassertemperatur bedeutend kleiner sein werden, als für die Lufttemperatur. Da nach Hann eine zehnjährige Periode hinreicht, um für letztere hinreichend sichere Mittel zu erhalten, so durfte für die Wassertemperatur ein fünfjähriges Mittel wohl genügen.

Wir haben auch Gelegenheit, die Sicherheit fünfjähriger Mittel gegen langjährige (30jährige) zu prüfen.

Seit 1861 werden nämlich in dem Résumé météorologique pour Genève et le Grand St. Bernard in den Jahresübersichten die Monatsmittel der Veränderlichkeit der Lufttemperatur und der Temperatur der Rhône (écarts moyennes de la température de . . . . entre 2 jours consécutifs) angeführt. Es folgen davon (Tab. XV) die fünfjährigen Mittel der Veränderlichkeit der Temperatur der Rhône, dargestellt durch die Abweichungen vom vieljährigen Mittel, die in Percenten des letzteren angegeben sind.

Ein Umstand muss jedoch noch erwähnt werden, der den Wert dieser Zahlen etwas beeinträchtigt. Da Sonntag in der Rhône keine Beobachtungen vorgenommen werden, so sind die Monatsmittel der Ver-

[1]) Sitzungsber. d. Wiener Akad. Math.-Naturw. Cl. 1875. LXXI. II. Abtheil. S. 571—657.

änderlichkeit nur aus Angaben von circa 20 Tagen berechnet. Es können sich daraus einerseits zwar dieselben Werte wie für den ganzen Monat ergeben, andererseits kann aber dies Verfahren auch eine ziemlich beträchtliche Fehlerquelle bilden.

Anmerkung. Um zu sehen, wie groß die Verschiedenheit der Monatsmittel der aus allen Tagen berechneten Veränderlichkeit und derjenigen ist, die sich bei Hinweglassung der Sonntage ergibt, habe ich für die Arve zu Genf aus dem Jahre 1890 die Veränderlichkeit berechnet, und zwar: a) aus allen Tagen, b) indem ich die Tage wegließ, an welchen die Rhône nicht beobachtet wurde. Ich erhielt

im	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
						in Graden						
Fall a:	0.7	1.0	0.9	1.0	0.9	0.65	1.0	0.8	0.4	0.4	0.5	0.3
» b:	0.6	1.0	1.0	1.0	1.0	0.7	1.2	0.9	0.4	0.3	0.6	0.4

also höchstens einen Unterschied um 0.2°, meist aber nur um 0.1°, sodass beide Reihen nahezu als gleich können angesehen werden. Wir können daher die für die Rhône mitgetheilten Werte gleich erachten mit solchen, die wir aus den Tagesmitteln aller Tage des Monats erhalten würden.

Tab. XV. Abweichungen fünfjähriger Mittel der Veränderlichkeit der Rhône zu Genf von 30jährigen. In Percenten ausgedrückt.

		Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Mittlere Veränderlichkeit Mitt. a. d. Jahren	1861—1890	0.3°	0.3°	0.3°	0.5°	0.8°	1.3°	1.3°	1.2°	0.9°	0.7°	0.4°	0.3°
Abweichungen	1861—1865	% 0	33	0	60	40	27	—15	0	11	29	75	0
»	1866—1870	33	0	33	20	25	8	23	17	0	29	0	33
»	1871—1875	0	33	33	0	—12.5	15	8	58	55	57	25	0
»	1876—1880	—33	—33	—33	—40	—12.5	—15	15	—17	—22	—43	—25	—33
»	1881—1885	—33	—33	0	—20	—25	—31	—15	—25	—22	—29	0	—33
»	1886—1890	0	0	0	—20	—50	—31	—15	—33	—44	—29	—25	—33

Die Vorzeichen außeracht gelassen, erreichen die Abweichungen nach dieser Tabelle (XV) im Mittel 23%, sind also recht bedeutend. Fünfjährige Mittel ergeben daher für die Veränderlichkeit der Wassertemperaturen noch wenig sichere Resultate, doch sind die Größen der Abweichungen sehr gering, sie erreichen nach obigen Angaben im Monatsmittel 0.7° als höchsten Wert. Wir dürfen trotzdem fünfjährige Mittel zur Untersuchung verwenden, da wir weniger auf absolute Zahlenwerte, als auf Vergleichsgrößen den Wert legen. Auch der Mangel der Gleichzeitigkeit für die einzelnen zur Untersuchung verwendeten Perioden ist ebenso wie bei dem Unterschied zwischen Wasser- und Lufttemperatur nicht störend.

Das vorausgeschickt, seien hier für einige Stationen die Monats- und das Jahresmittel der Veränderlichkeit mitgetheilt.

Tab. XVI. Monatsmittel der Veränderlichkeit der Temperatur einiger Flüsse.

		Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Themse, Greenwich	5 Jahre 1884–1888	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.4	0.3
Marne, Paris	5 Jahre 1876—1880	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.2	0.4
Zillgerb.-Wernigerode	5 Jahre 1886–1890	0.3	0.2	0.3	0.4	0.4	0.5	0.45	0.5	0.4	0.5	0.5	0.4	0.4
Rhein, Speyer	3 Jahre 1889–1891	0.3	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.4	0.6	0.4	0.4	0.4	0.5
Rhône, Genf	5 Jahre 1876–1880	0.2	0.2	0.2	0.3	0.7	1.1	1.5	1.0	0.7	0.4	0.3	0.2	0.6
Isar, München Mai 1892	4 Jahre April 1896	0.5	0.5	0.55	0.9	0.9	1.1	1.0	0.95	0.7	0.6	0.6	0.5	0.7
Inn, Rosenheim	5 Jahre 1884–1888	0.5	0.5	0.7	0.7	0.8	0.9	0.7	0.6	0.7	0.5	0.55	0.6	0.6
Warthe, Posen	5 Jahre 1886–1890	0.0	0.0	0.1	0.5	0.4	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4	0.1	0.1	0.[illegible]

Daraus kann man folgendes ersehen: Die Themse, die Marne und der Zilligerbach besitzen während des ganzen Jahres eine auffallende Gleichmäßigkeit in der Veränderlichkeit ohne ausgesprochenes Maximum und Minimum. Ihnen schließt sich der Rhein an, doch zeigt sich bei ihm schon ein Maximum der Veränderlichkeit im Sommer und ein Minimum im Winter. Auch die Warthe zeigt nur ein ausgesprochenes Minimum und unmittelbar darauf ein Maximum. Das Jahresmittel der Veränderlichkeit ist für die Warthe das kleinste unter den untersuchten Flüssen. Dasselbe beträgt bei der Themse 0.20, bei der Marne 0.22, beim Zilligerbach 0.22, beim Rhein 0.44, bei der Warthe 0.14 des Jahresmittels der Veränderlichkeit der Lufttemperatur am gleichen Beobachtungsort.

Die Beobachtungen an der Warthe erscheinen nicht ganz zuverlässig: die Veränderlichkeit ihrer Temperatur ist aber jedenfalls zu klein, da nur die ganzen Grade abgelesen wurden und daher an vielen Tagen die Temperatur als die gleiche, die Veränderlichkeit also gleich 0° sich ergibt. Dasselbe gilt auch von Rosenheim und bis zu einem gewissen Umfange auch von Speyer, wo nur halbe Grade abgelesen wurden. Anders als bei den drei zuerst genannten Flüssen ist der jährliche Gang der Veränderlichkeit bei der Isar und beim Inn. Hier zeigt sich ein deutliches Maximum und Minimum, ersteres im Juni, letzteres im Winter eintretend. Bei Rosenheim erscheint noch ein secundäres Maximum im December. Das Jahresmittel der Veränderlichkeit bei der Isar beträgt 0.33, bei dem Inn 0.29 des Jahresmittels der Veränderlichkeit der Lufttemperatur an den entsprechenden Beobachtungsorten. Noch deutlicher ist der Gang der Veränderlichkeit der Temperatur an der Rhône wahrzunehmen. Bei derselben tritt ein scharf ausgeprägtes Maximum im Juli, das Minimum in den Wintermonaten ein. Im Jahresmittel beträgt die Veränderlichkeit der Temperatur der Rhône 0.25 der Veränderlichkeit der Lufttemperatur zu Genf.

Es besitzt somit die Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer in Mitteleuropa einen deutlich ausgesprochenen jährlichen Gang mit dem Maximum im Sommer und dem Minimum im Winter. Hierin liegt ein wesentlicher Unterschied gegen den jährlichen Gang der Veränderlichkeit der Lufttemperatur, welcher in Mitteleuropa nach Hann im Jahre zwei Maxima zur Zeit der jährlichen Extreme der Lufttemperatur aufweist[1]), wobei das Wintermaximum sogar zum Hauptmaximum wird. Dies abweichende Verhalten im Winter ist bei der Wassertemperatur nichts befremdliches. Während die Lufttemperatur bei Erreichung von Temperaturen um 0° und unter 0° eine starke Veränderlichkeit zeigt, vermag die Wassertemperatur ihr nicht unter 0° zu folgen. Da ferner die Bestrahlung durch die Sonne im Winter viel geringeren Einfluss auf die Flusstemperatur hat, die Lufttemperatur zum Theil ohne Wirkung auf dieselbe ist, so besitzt die Flusstemperatur im Winter eine ziemliche Gleichmäßigkeit, die sich auch darin äußert, dass im Winter die tägliche Schwankung der Lufttemperaturen bedeutend kleiner ist, als im Sommer. Der Zusammenhang zwischen der Lufttemperatur und der Temperatur fließender Gewässer, beziehungsweise die Abhängigkeit beider von der Sonnenwärme, ist auch in der Veränderlichkeit beider Temperaturen zu erkennen, da ebenso wie bei der Luft auch bei den fließenden Gewässern die Veränderlichkeit der Temperatur mit der

[1]) A. a. O. S. 594.

Continentalität zunimmt. Folgende Zusammenstellung zeigt dies für fließende Gewässer:

Jahresmittel der Veränderlichkeit der Temperatur

der Themse (Greenwich)	der Marne (Paris)	des Zilligerbaches (Wernigerode)	des Rhein (Speyer)	der Rhône (Genf)
0.3°	0.4°	0.4°	0.5°	0.6°

der Isar (München)	des Inn (Rosenheim)
0.7°	0.6° zu klein).

Der Einfluss des Meeres scheint auf die Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer größer zu sein, als auf die der Lufttemperatur. Die während des ganzen Jahres sehr gleichförmige Veränderlichkeit der Marne und der Themse deutet darauf hin. Hierbei kommt ebenso wie bei der täglichen Schwankung die größere Bewölkung in Folge der Nähe des Meeres in Betracht, die große Temperaturänderungen abschwächt.

Die Monatsmittel der Veränderlichkeit der Wassertemperatur zeigen aber noch nicht alle Eigenthümlichkeiten der Veränderlichkeit. Sie können sich aus vielen kleinen oder nur wenigen aber großen Temperaturänderungen zusammensetzen. Um alle Eigenthümlichkeiten der Veränderlichkeit vollständig kennen zu lernen, ist es nothwendig die mittlere Anzahl der Tage, an denen eine Aenderung von einer bestimmten Zahl von Graden vorkommt, sowie auch die größten Beträge der Temperaturänderungen zu wissen. Eine Untersuchung der meteorologischen Verhältnisse vor dem Eintritt einer größeren Aenderung der Temperatur fließender Gewässer wird dann alle Factoren, welche für dieselbe von Einfluss sind, erkennen lassen. In den nachfolgenden Tabellen XVIIa und b) sind die Anzahl der Temperaturänderungen von 0.5° zu 0.5° angegeben, die an der Marne zu Paris als einer mehr oceanisch gelegenen Station während 5 Jahren, und an der Isar zu München als einer mehr continental gelegenen Station während 4 Jahren vorkamen.

Tab. XVII. Häufigkeit der Temperaturänderungen von einer bestimmten Größe.

A. Für die Marne (1876–1880).

	Veränderlichkeit: Zunahme								Abnahme						
	von 0°	von 0–0.5°	von 0.5–1.0°	von 1.0–1.5°	von 1.5–2.0°	von 2.0–2.5°	über 2.5°	[illegible]	von 0–0.5°	von 0.5–1.0°	von 1.0–1.5°	von 1.5–2.0°	von 2.0–2.5°	über 2.5°	[illegible]
Jan	14	55	15	1	—	—	—	71	42	19	6	2	1	—	70
Febr	5	51	24	5	—	—		80	42	13	2				57
März	4	60	25	4	—	—	—	89	49	12	—	1	—		62
April	4	67	23	1	—	—		91	47	5	1	1			55
Mai	9	60	27	8		—		90	47	9	—		—		56
Juni	8	63	24	2	-	—	—	89	44	8	1		-		53
Juli	7	50	21	2	1	—	—	74	56	16	2	—	—		74
Aug	10	52	10	1			-	63	55	23	4				83
Sept	11	43	4					47	76	12	3	1			92
Oct	8	37	6	-		—		43	77	25	2				104
Nov.	6	41	14	—				55	67	18	4				89
Dec	34	42	7	3		—		52	65	11	1				67

B. Für die Isar (Mai 1852—April 1856).

Zunahme: von 0°	von 0—0.5°	von 0.5—1.0°	von 1.0—1.5°	von 1.5—2.0°	von 2.0—2.5°	über 2.5°	insgesammt	Abnahme: von 0—0.5°	von 0.5—1.0°	von 1.0—1.5°	von 1.5—2.0°	von 2.0—2.5°	über 2.5°	insgesammt
14	29	10	[illegible]	[illegible]	—	—	51	34	17	4	—	2	—	[illegible]
8	34	11	11	10	—	—	57	[illegible]	14	8	1	—	—	[illegible]
14	38	21	11	7	1	—	71	[illegible]	[illegible]	5	—	2	—	39
6	[illegible]	[illegible]	10	9	2	—	67	21	[illegible]	6	5	[illegible]	1	[illegible]
6	25	20	9	[illegible]	8	2	64	20	16	7	2	[illegible]	2	51
[illegible]	13	[illegible]	15	1	5	—	64	12	14	14	10	1	3	54
2	29	15	15	1	6	1	73	17	10	10	2	5	5	49
2	[illegible]	13	16	1	1	—	60	19	18	14	[illegible]	[illegible]	3	62
12	22	14	8	2	2	—	[illegible]	26	15	9	9	—	1	60
10	31	17	4	1	1	—	54	[illegible]	21	8	5	1	1	[illegible]
9	30	[illegible]	5	—	—	—	[illegible]	36	17	6	5	1	—	65
15	30	13	4	[illegible]	—	—	48	41	[illegible]	6	1	—	—	61

Die Tabellen zeigen für beide Stationen dieselben Verhältnisse, nur sind bei der mehr continental gelegenen größere Temperaturänderungen häufiger als bei der näher dem Ocean gelegenen. Die mitgetheilten Zahlen sind der Ausdruck für häufige, aber nur kleine und unregelmäßige Aenderungen der Temperatur an zwei aufeinander folgenden Tagen gegenüber der regelmäßigen aber nur unbedeutenden täglichen Zunahme und Abnahme derselben bei ihrem jährlichen Gange. Diese regelmäßige Zu- und Abnahme, die das Resultat der unregelmäßigen Aenderungen ist, wurde bei Gewinnung obiger Zahlen außer-acht gelassen. Es gleicht also nach dem Gesagten der jährliche Gang einem Hin- und Herpendeln um den ausgeglichenen Gang, wobei der beiderseitige Ausschlag meistens nicht die gleiche Größe erreicht. Ferner ergibt sich, wie dies ja bei häufigen kleinen Temperaturänderungen der Fall sein muss, dass die Fälle, in denen die Temperatur an zwei aufeinanderfolgenden Tagen zunimmt, vom Februar bis Juli, solche, in denen sie abnimmt, vom August bis Januar in Mehrzahl sind. Folgende Zusammenstellung macht dies ersichtlich:

	Fälle von Temperatur-Zunahme Febr.—Juli,	Aug.—Jan.	Fälle von Temperatur-Abnahme Febr.—Juli,	Aug.—Jan.
Marne, Paris. 5 Jahre	513	331	357	504
Isar, München. 4 Jahre	396	307	287	365

Endlich zeigt sich, dass die Temperatur im Winter am beständigsten ist. Die Hauptzahl der Tage mit einer Veränderlichkeit von 0° fällt auf die Wintermonate. Hierin liegt, wie bereits bemerkt, ein Gegensatz zu dem jährlichen Gang der Lufttemperatur. Erwähnenswert ist noch, dass die Temperaturabnahme in Bezug auf die Maximalwerte, welche beide erreichen, stärker ist als die Temperaturzunahme. Wir ersehen dies aus der Zusammenstellung der größten Temperaturzunahme und -abnahme, die an jeder der aufgeführten Stationen innerhalb des für die Untersuchung benützten Zeitraums vorkam.

	Marne Paris	Rhône Genf	Rhein Speyer	Isar München	Inn Rosenheim	Zilligerbach Wernigerode
Temperatur-zunahme	1.75° 29.—30. VII. 1879	6.3° 23.—24. VIII. 1887	2.5° 10.-11. u. 20.-21. V. 1891	3.6° 28.-29. IV. 1853	3.75° mehrmals	1.85° 12.—13. III. 1859.
Temperatur-abnahme	2.15° 8.—9 I. 1879	7.1° 1.—2. VII. 1890	2.5° mehrmals	4.25° 18.—19. VI. 1852	3 75° mehrmals	2.3° 10.—11. XI. 1859

Die Rhône zu Genf und damit wohl auch die übrigen Seeabflüsse unmittelbar an ihrem Ausflusse einstweilen außer Betracht lassend, dürfen wir etwa 5° als größten Betrag der interdiurnen Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer in Mitteleuropa ansehen.

Anmerkung. Ein höherer Betrag findet sich für die Warthe. Es betrug die Zunahme vom 10. zum 11. April 1886 7.0°, die Abnahme vom 3. zum 4. desselben Monates 6.0°. Im Beobachtungsjournal finden sich nebeneinander die Rubriken für die Temperatur des Wassers im Reservoir und für die der Warthe.

Dieselbe betrug am	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	11.	12.	13. April 1886
im Reservoir	2°	2°	2°	3°	3°	10°	10°	11°	11°	11°	4°	4°	4°
in der Warthe	4	4	3	2	2	2	3	3	3	4	11	11	13

Es dürfte hier also jedenfalls ein Versehen bei der Buchung der Beobachtungen vorliegen. Diese zwei Fälle unberücksichtigt lassend, erhalten wir für die Warthe als größte Zunahme 4° (mehrmals) und als größte Abnahme 5° (zweimal) innerhalb der Jahre 1866—90.

Im Folgenden sollen, soweit mir die meteorologischen Beobachtungen vollständig zur Verfügung stehen, einige typische Fälle interdiurner Aenderungen der Temperatur fließender Gewässer im Zusammenhang mit den gleichzeitigen und unmittelbar vorangegangenen Witterungserscheinungen betrachtet werden.

Tabelle XVIII. Typische Beispiele interdiurner Temperatur-Aenderungen.

Beobachtungsstelle	Jahr	Monat	Tag	Flusstemp.	Aenderung	Lufttemp.	Aenderung	Bewölkung 8a	2p	8p	Niederschlag mm	Dauer in Stund.	Bemerkunge[n]
Marne, Paris	1878	Dec.	29.	3.9		7.45		0	10	10			
		»	30.	4.9	1.0	10.35	2.9	10	10	10	8.1	11	
		»	31.	6.45	1.55	10.90	0.55	10	10	[illegible]	10.3	4½	
	1879	Jan.	1.	7.45	1.0	10.25	—0.65	6	10	10	3.9	4	
Rhein, Speyer	1891	Mai	8.	11.25		13.1							
			9.	11.25		14.5	1.4	10	10	10	3.7		Nachts Regen, Vormittags Hoche[bel]
			10.	11.25		17.8	3.3	1	5	10	25.5		Mittern. Wetterleuchten. Nachts [illegible] Regen. Nachts Gewitter [illegible]
			11.	13.75	2.5	16.9	—0.9	10	1	2			Vormittags Hochnebel
			12.	12.5	—1.25	19.3	2.4	2	9	10			
			13.	13.75	1.25	17.3	—2.0	0	0	0			
Inn, Rosenheim	1885	Mai	15.	8.75		7.8		10		10	4.4		[illegible] W. Wind. Nachts [illegible] [illegible] Schnee. Nachts [illegible]
			16	7.50	—1.25	6.5	—1.3	4		[illegible]	0.5		Nachts Regen, den Tag W[illegible]
			17.	11.25	3.75	10.0	3.5	1		6			
	1886	Febr.	28	6.25		—2.4		[illegible]		10	0.2		4 [illegible] Schnee
		März	1.	2.5	—3.75	—4.6	—2.2	10		[illegible]	1.0		Nachts Schnee
	1886	Sept.	8	13.75		18.4		0		6			
			9.	13.75		18.1	0.3	10		4	35.6		8p—10p Gewitter
			10.	10.0	—3.75	18.3	0.2	6		4			Nachts Nebel
			11.	12.5	2.5	19.8	1.5	4		10	2.5		

Beobachtungsstelle	Jahr	Monat	Tag	Temp der Rhône	Aenderung	Temp. der Luft	Aenderung	Richtung und Stärke des Windes	Bewölkung	Niederschlag mm	Dauer in Stund
Rhône, Genf	1887	Aug	17.	17.5		17.8		SSW 1	0.70	3.7	3
			18.	17.1	—0.4	12.3	—5.5	SSW 1	1.00	8.3	11
			19.	10.2	—6.9	12.6	0.3	SW 1	0.62	7.8	2
			20.	10.0	—0.2	10.2	2.4	variabel	1.00	18.6	15
			21	–		12.0	1.8	E 1	0.95	13.0	7
			22.	10.6		14.0	2.0	NNE 1	0.10		
			23.	10.8	0.2	14.0	0.0	N 1	0.00		
			24	17.0	6.2	16.1	2.1	N 1	0.25		
	1888	Juli	11	15.7		15.5		SSW 1	0.77	1.3	2
			12.	16.0	0.3	12.4	—3.1	SSW 1	0.73		
			13.	9.0	—7.0	13.1	0.7	N 1	0.60		
			14.	13.0	4.0	14.3	1.2	N 1	0.25		

Beobachtungsstelle	Jahr Monat	Tag	Temp. der Arve	Änderung	Lufttemp.	Änderung	Bewölkung	Niederschlag mm	Dauer in Stund	Richtung und Stärke des Windes	Temp. der Rhône	Änderung
Arve, Genf	1890 März	23.	8.0		8.05		0.57			SSW 1		
		24.	9.5	1.5	10.5	2.45	0.98	2.0	4	SSW 1	6.6	
		25.	7.0	−2.5	6.6	−3.9	1.00	23.9	22	S 1	6.4	−0.2
		26.	9.5	2.5	7.0	0.4	0.32			N 1	6.5	0.1
		27.	6.5	−3.0	7.45	0.45	0.02			N 1	6.8	0.3
		28.	9.0	2.5	7.95	0.5	0.32			N 0	6.5	−0.3
		29.	10.0	1.0	10.5	2.55	0.00			N 0	7.5	1.0
	1890 Juli	2.	11.5		15.6		0.95	0.5	1	S 1	10.0	
		3.	12.0	0.5	17.4	1.8	1.00	3.4	2	SW 1	10.2	0.2
		4.	14.5	2.5	19.9	2.5	0.48	0.0		SW 1	11.0	0.8
		5.	12.0	−2.5	15.4	−4.5	0.90	24.9	15	SSW 1	12.5	1.5
		6.	11.0	−1.0	13.6	−1.8	0.90	0.4		SW 1		

Bei der Marne haben wir vom 30. zum 31. December 1878 eine beträchtliche Zunahme. Die Lufttemperatur war in diesen Tagen im Tagesmittel höher als die der Marne, die erstere nahm gleich dieser vom 29. bis 31. zu. Dabei verhinderte der ganz bedeckte Himmel eine starke Ausstrahlung.

Der Rhein hatte zu Speyer vom 10. zum 11. Mai 1891 eine ziemlich große Zunahme, die Lufttemperatur, welche in diesen Tagen höher war als die Wassertemperatur, gleichzeitig eine Abnahme. Die Zunahme der Temperatur des Rheins dürfte daher in Beziehung mit der Zunahme der Lufttemperatur vom 9. auf den 10. stehen. Am 10. Abends war ein starker Gewitterregen, wodurch die Lufttemperatur am nächsten Tage etwas abgekühlt wurde. Die Abkühlung des Rheins folgte in beträchtlicherem Umfang einen Tag später. Am Tage nach dem Gewitter erfolgte Aufheiterung, und Luft- und Wassertemperatur nahmen vom 11. beziehungsweise 12. wieder zu.

Dieselben Verhältnisse herrschten im September 1886 am Inn zu Rosenheim. Am 9. Abends war ein heftiger Gewitterregen niedergegangen, der im Gebirge Schnee gebracht haben dürfte. Während die Lufttemperatur am nächsten Tag fast gleich blieb, sank die Wassertemperatur bedeutend infolge des zugeströmten Regenwassers, nahm aber, nachdem dieses abgeflossen, vom 10. zum 11. stärker zu als die Lufttemperatur, welche diese Zeit hindurch im Tagesmittel höher war, als die des Inn. Im Mai 1885 und Februar—März 1886 haben wir in angeführten Beispielen ein vollständig gleiches Verhalten der Temperatur des Inn und der Luft. In beiden Fällen ist die des Inn höher als die der Luft. Es dürfte bei der Abkühlung des Wassers vom 15. zum 16. Mai der tags und nachts vorher gefallene Regen, für die Temperaturzunahme vom 16. zum 17., die größer ist als die bei der Luft, der wenig bedeckte Himmel von Einfluss gewesen sein. Bei der Temperaturabnahme vom 28. Februar zum 1. März dürfte neben der tiefen, unter 0° liegenden Tagestemperatur auch der tags und nachts vorher erfolgte Schneefall mit eingewirkt haben.

Ein ähnlicher Fall wie für den Rhein zu Speyer liegt von der Arve zu Genf aus der Zeit vom 23. bis 29. März 1890 vor. Wasser- und Lufttemperatur waren an diesen Tagen im Tagesmittel ungefähr gleich. Vom 23. bis 25. zeigten beide gleichzeitig zuerst Zunahme, dann Abnahme, an letzterem Tag unter dem Einflusse des starken Regens in der Arve viel stärker als in der Luft. Am 26. stieg die Temperatur beider, jedoch die des Wassers wieder viel beträchtlicher als die Luft, dann nahm erstere zum 27. ziemlich stark ab, während letztere zunahm. Diese Abkühlung dürfte zusammenhängen mit einer Abkühlung der

Lufttemperatur auf 0.5° in der Nacht zum 27. und der damit in Verbindung stehenden starken Reifbildung bei sehr geringer Bewölkung. Parallel geht auch die Temperaturzunahme und Abnahme für Luft und der Arve vom 3. bis zum 5. Juli 1890.

Man ersieht schon aus den wenigen Beispielen die Ursachen größerer interdiurner Aenderungen der Temperatur fließender Gewässer und damit die Factoren, die deren Temperatur beeinflussen. Die Gleichzeitigkeit von Zunahme und Abnahme der Luft- und Wassertemperatur bei rascher fließenden Gewässern, wie dem Inn, beziehungsweise das Nachfolgen von Zunahme und Abnahme der Wassertemperatur um einen Tag bei langsamer fließenden Flüssen, wie bei der Marne und auch dem Rhein zu Speyer, lassen wiederum den innigen Zusammenhang von Luft- und Wassertemperatur erkennen. Daneben übt auch einen starken Einfluss auf die Wassertemperatur der Niederschlag aus. Seine Einwirkung ist auf die Wassertemperatur deutlicher, als auf die Lufttemperatur. Es sind einige Fälle mitgetheilt worden, bei denen eine plötzliche rasche Abkühlung der Wassertemperatur durch starke Regenfälle hervorgerufen wurde, und dann, nachdem das Regenwasser abgeflossen war, eine fast ebenso große Zunahme der Temperatur folgte. Auch der Abkühlung durch Schneefälle wurde schon gedacht. Außerdem muss bei dem Einfluss der directen Bestrahlung auf die Wassertemperatur die Wirkung der Bewölkung berücksichtigt werden. Starke Bewölkung wird im Sommer große Temperaturzunahmen verhindern, also einen abkühlenden Einfluss ausüben, im Winter aber große Temperaturabnahmen verhindern, also einen erhaltenden, oder wenigstens abschwächenden und damit gewissermaßen erwärmenden Einfluss ausüben.

Nicht immer fallen die größten interdiurnen Aenderungen von Luft- und Wassertemperatur zusammen, da wegen der verschiedenen Wärmecapacität der Luft und des Wassers diejenigen Factoren, welche bei der Temperatur beeinflussen, auf sie nicht mit gleicher Intensität einwirken. Andererseits sind nicht mit jedem starken Regen und jeder starken Bewölkung Aenderungen der Wassertemperatur verbunden, hauptsächlich wohl dann nicht, wenn sie nur local auftreten.

Eines muss bei der Betrachtung der Temperatur fließender Gewässer stets im Auge behalten werden, nämlich dass die an einem Orte nacheinander gemessenen Temperaturen stets einem anderen Wasser angehören, dass also die Temperatur eines Flusses nur während des Weges von seiner Quelle und denen seiner Nebenflüsse bis zur Messungsstelle bestimmt wird. Die Erwärmung und Abkühlung eines fließenden Gewässers erfolgt also unter steter Ortsveränderung.

Bei der Gleichmäßigkeit des Ganges der klimatischen Elemente auf ziemlich große Entfernungen sind die Aenderungen derselben innerhalb der meisten Flussgebiete Mitteleuropas ungefähr dieselben. Darum sind auch die Aenderungen der klimatischen Factoren, insbesondere der Lufttemperatur an einem Orte mit größerer oder geringerer Verzögerung nacheinander an der Temperatur des Flusses wahrzunehmen, während sie für einunddieselbe Wasserpartie nacheinander an flussabwärts gelegenen Stellen zum Ausdrucke kommen werden. Manche Temperaturänderungen würden daher besser zu erkennen sein, wenn die gleichzeitigen Witterungsvorgänge an oberhalb der Messungsstelle gelegenen Orten in Betracht gezogen würden.

Es wirkt, nach dem Gesagten zu schließen, auch die tägliche Schwankung der Lufttemperatur eines Ortes mit ihrer ganzen Größe

auf die Temperatur fließender Gewässer ein, ja sogar verstärkt, wenn, wie dies meist der Fall, oberhalb dieses Ortes die Lufttemperatur niedriger ist. Bei der großen Wärmecapacität des Wassers liegt die tägliche Schwankung eines fließenden Gewässers meist innerhalb der täglichen Schwankung der Lufttemperatur (Wintertage, d. h. Tage, an denen die Lufttemperatur beständig unter 0° ist, natürlich ausgenommen). Für die Aenderungen der Wassertemperatur ist dann von Bedeutung, ob ihr Tagesmittel über oder unter dem Tagesmittel der Lufttemperatur liegt. Ist dieses höher als das der Wassertemperatur, so wird eine Zunahme der Lufttemperatur auch eine solche der Wassertemperatur bewirken; ebenso wird einer Abnahme der Lufttemperatur eine solche der Wassertemperatur folgen, wenn erstere im Tagesmittel niedriger ist als letztere. Andererseits muss bei höherer Lufttemperatur eine Abnahme derselben nicht von einer solchen der Wassertemperatur, und bei niedriger Lufttemperatur eine Zunahme derselben ebenso nicht von einer solchen der Wassertemperatur begleitet sein. Es spiegelt also im Großen und Ganzen der jährliche Gang der Temperatur eines fließenden Gewässers den von Unregelmäßigkeiten befreiten Gang der Lufttemperatur.

Bei Betrachtung der Maximalwerte der Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer wurden die großen Beträge, die nach fünfjährigen Beobachtungen an der Rhône zu Genf constatiert wurden, einstweilen außeracht gelassen. Sie sind wie die anderen bereits besprochenen Eigenthümlichkeiten der Temperatur der Rhône und der Seeabflüsse überhaupt dem Einflusse des Sees zuzuschreiben. Die Oberflächentemperatur desselben verändert sich unter dem Einflusse der Factoren, welche bereits bei der Veränderlichkeit der Temperatur fließender Gewässer genannt wurden. Hiezu tritt noch der Wind. Nach E. Plantamour[1] kommen meist im Sommer bei der Rhône zu Genf interdiurne Temperaturänderungen von 8°—10° vor, ohne dass die Lufttemperatur ebensolche Aenderungen aufweist. Die Ursache dieser großen Aenderungen ist der Südwind, der das warme Oberflächenwasser gegen das obere Ende des Sees treibt, sodass nur kühleres Tiefenwasser abfließt. Umgekehrt treibt der Nordwind das Oberflächenwasser gegen den Ausfluss des Sees und bringt dadurch im Sommer eine Temperaturzunahme, im Winter eine jedoch viel kleinere Temperaturabnahme zustande.

Diese Verhältnisse lassen sich auch deutlich aus den mitgetheilten Beispielen (Tab. XVIII) erkennen. Vom 12. auf den 13. Juli 1888 sank die Temperatur um 7.0°, die Lufttemperatur war vom 11. auf den 12. um 3.1° gefallen, stieg aber vom 12. auf den 13. um 0.7°. Niederschlag war unbedeutend. Gleichzeitig herrschte Wind aus SSW. Am 13. trat Nordwind ein, die Temperatur der Rhône stieg vom 13. zum 14. um 4.0°, die der Luft nur um 1.2°.

Vom 18. zum 19. August 1887 fiel die Temperatur der Rhône von 17.1° auf 10.2°; die Lufttemperatur war vom 17. zum 18. von 17.8° auf 12.3° gesunken, am 19. wieder auf 12.6° gestiegen. Gleichzeitig herrschten Winde aus SSW bis SW. Am 20. war die Windrichtung wechselnd, sie drehte sich am 21. und 22. über E und NNS nach N, welche Richtung am 23. und 24. herrschte. Luft- und Wassertemperatur nahmen vom 23. zum 24. zu; erstere um 2.1°, letztere um 6.2°.

Andererseits wird die Oberflächentemperatur eines Sees und damit seines Abflusses bei starkem Wind im Sommer insoferne erniedrigt, als

[1] Nouvelles études sur le climat de Genève. Genève 1876. p. 101

durch ihn die oberen wärmeren Schichten mit den darunter befindlichen kühleren Schichten gemischt werden. In den Originalaufzeichnungen der Temperaturmessungen zu Kressbronn am Bodensee findet sich darüber folgende Bemerkung: »Im Juni 1883 wurden auch Beobachtungen angestellt, wie sich die Temperatur des Seewassers bei 1 *m* gegenüber derjenigen an der Oberfläche verhält. Es wurde zu dem Zwecke eine Blechkanne von einer Messungszeit zur anderen auf 1 *m* Tiefe in den See gehängt, dann schnell herausgezogen und der Wärmegrad ermittelt; hierauf, nachdem die Kanne entleert war, wie gewöhnlich an der Oberfläche gemessen. Hiebei ergab sich bei auch nur mäßigem Gewell sowohl bei Sonnenschein, als auch bei trübem Wetter Wärmegleichheit. Bei ruhigem Wetter und zugleich Sonnenschein dagegen war das Seewasser an der Oberfläche $1/2^0$—1^0 wärmer als auf 1 *m* Tiefe.«

VII.

Verhalten der Temperatur fließender Gewässer bei der Eisbildung.

Dadurch, dass die Temperatur des Wassers nicht unter 0° sinkt, ergeben sich zur Zeit der Frostperiode bestimmte Beziehungen zwischen der Lufttemperatur und der fließender Gewässer. Soweit darüber mir Beobachtungen zur Verfügung stehen, mögen solche Fälle hier betrachtet werden.

Im Winter 1879/80 war die Marne zu Paris vom 5. December bis 3. Januar zugefroren. Die Temperaturen derselben und der Luft waren die vorhergehenden Tage folgende.

Datum			Temperatur der Marne			Temperatur der Luft		
Jahr	Monat	Tag	Vorm.	Nachm.	Mittel	Min.	Max.	Mittel
1879	Nov.	25.	4.2	4.4	4.3	0.5	5.1	2.3
		26.	3.9	3.9	3.9	1.0	0.0	—0.5
		27.	3.6	3.4	3.5	- 6.4	—2.9	—4.65
		28.	2.5	2.5	2.5	6.5	1.3	—2.6
		29.	2.1	2.2	2.15	- 6.7	1.3	—2.7
		30.	2.0	1.9	1.95	— 0.7	2.2	0.75
	Dec.	1.	0.9	0.6	0.75	5.5	1.8	- 1.85
		2.	0.2	0.2	0.2	8.5	1.4	—4.95
		3.	0.0	0.0	0.0	13.7	-5.1	—9.4
		4.				— 7.4	—3.4	—5.4

Seit 26. November hatte das Frostwetter begonnen. Die Temperatur der Luft war stets beträchtlich tiefer als die der Marne, welche allmälig sank. Dabei war die tägliche Schwankung ihrer Temperatur entweder gleich Nullgrad, oder es war die Temperatur nachmittags niedriger als vormittags. Vom 2. December an blieb die Lufttemperatur stets unter 0°, und am 3. war sehr scharfes Frostwetter. Die Summe der Tagesmittel der Lufttemperatur von dem Tage an welchem es unter 0° sank, bis zum 3. December incl., beträgt — 25.9°.

Im Januar 1879 war die Temperatur der Marne fünf Tage hindurch 0° vom 9. bis 13., ohne dass sie zugefroren wäre. Dabei herrschten folgende Verhältnisse:

Paris 1879. Januar		5.	6	7.	8	9
Temperatur der Marne..	Vormittags	6.4	5.4	3.7	2.5	0.0
	Nachmittags	6.4	4.9	3.4	1.8	0.0
	Mittel	6.4	5.15	3.55	2.15	0.0
Lufttemperatur ...	Minimum	-1.5	3.9	−2.4	−1.4	5.6
	Maximum	5.3	2.6	1.4	0.6	−0.5
	Mittel	1.9	−0.65	0.5	−0.4	−3.05

Die Abkühlung der Marne gieng in ähnlicher Weise, doch viel rascher als im vorigen Fall vor sich; dabei war die Lufttemperatur nicht so niedrig und nur an einem Tage immer unter 0°. Die Summe der negativen Tagesmittel bis zum Eintritt von 0° bei der Temperatur der Marne beträgt daher nur −4.6°.

Rhein, Speyer. Hier wurde am 14. Februar 1889 schwaches Treibeis bei 0° Wassertemperatur beobachtet. Die Temperaturverhältnisse waren seit 9. folgende:

Speyer 1889. Februar		9.	10.	11.	12.	13.	14.
Temperatur des Rhein .	7ᵃ	1.25	1.25	1.9	1.25	0.3	0.0
» der Luft ...	Min.	−1.4	−2.7	4.6	−9.7	−15.0	15.2
	Max.	3.3	0.7	4.0	−8.0	−8.3	1.5
	Mittel	0.95	−1.0	−0.8	−6.35	−11.65	−6.85

Die Lufttemperatur war im Tagesmittel seit 4. unter 0° mit Ausnahme des 9. Vom 12. an blieb sie den ganzen Tag unter 0°; am 13. trat sehr scharfes Frostwetter ein und am 14. erschien Treibeis. Die Wassertemperatur, welche am 11. fast 2° erreichte, sank in vier Tagen bis auf 0°. Die Summe der negativen Tagesmittel bis dahin beträgt −26.15°.

Im Winter 1890/91 wurde vom 16. bis 19. December, vom 30. December bis 5. Januar, vom 10. bis 14. und vom 16. bis 22. Januar Treibeis registriert. Die Temperaturverhältnisse waren zu dieser Zeit folgende:

Speyer 1890. December		7.	8.	9.	10.	11.	12.	13.
Temperatur des Rhein .	7ᵃ	3.75	3.1	2.5	1.9	1.9	1.9	1.25
» der Luft ...	Min.	−1.2	−4.5	−7.9	−8.4	−9.1	5.9	8.8
	Max.	1.7	0.6	−0.4	−1.8	−1.0	−1.3	−1.8
	Mittel	0.3	−1.9	−4.1	−5.1	−5.0	−3.6	5.3

		14.	15.	16.	17.	18.	19
Temperatur des Rhein	7ᵃ	0.6	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
» der Luft ...	Min.	−10.1	−11.7	−12.1	−10.3	−10.7	12.2
	Max.	− 3.3	− 6.3	− 6.1	− 4.0	− 4.0	− 2.2
	Mittel	− 6.7	− 9.0	− 9.1	− 7.1	− 7.3	− 7.2

		20	21.	22.	23.	24.	25
Temperatur des Rhein	7ᵃ	0.6	1.25	1.25	1.9	1.25	1.25
» der Luft ...	Min	−2.3	−2.8	−3.4	−2.7	−3.5	−4.8
	Max	5.2	2.1	0.4	0.3	−0.1	−0.9
	Mittel	1.5	−0.8	−1.5	−1.2	−1.8	−2.8

		26	27.	28.	29.	30.	31.
Temperatur des Rhein ..	7ᵃ	1.25	1.25	0.9	0.9	0.0	0.0
» der Luft .	Min.	2.5	−2.0	−6.0	−10.8	−18.2	−11.1
	Max	−0.8	−0.2	−0.4	− 2.6	− 6.1	2.7
	Mittel	−1.6	−1.1	−3.2	− 6.7	− 9.6	− 6.9

Das Tagesmittel der Lufttemperatur sank vom 8. an unter 0.0°. Die Wassertemperatur war an diesem Tag 3.1° und sank, nachdem sie vom 10. bis 12. auf dem gleichen Stand von 1.9° geblieben war, bis zum 16. auf 0.0°. Tags vorher, am 15., war ein sehr scharfes Frostwetter eingetreten, das einige Tage anhielt. Am 20. begann wieder wärmeres Wetter. Die Summe der negativen Tagesmittel bis zum Eintritt des Treibeises beträgt −40.7°.

Mit dem Eintritt des wärmeren Wetters erhob sich auch die Temperatur des Rheins von 0.0° bis auf 1.9° am 23. und sank von da an bis 30., wo wieder 0.0° erreicht wurde. Die Lufttemperatur blieb seit 24. stets unter Null und erreichte ihren tiefsten Stand am 30., an welchem scharfes Frostwetter herrschte und wiederum Treibeis erschien. Die Summe der negativen Tagesmittel bis zum 30. beträgt −22.3°.

Vom 21. bis 24. December 1855 war die Isar an der Beobachtungsstelle zu München zugefroren. Die Temperaturverhältnisse waren dabei folgende:

München 1855 Dec.		18	19	20.	21.	22	23.	24.
Temperatur der Isar	Mittag	3.1	0.9	0.6	1.5	2.0	2.0	2.1
Temperatur der Luft	7h	−4.5	17.9	−21.4	−18.1	−14.9	−11.1	2.6
	1h	−3.0	−15.0	−15.25	−16.5	−10.25	−5.6	4.9
	Mittel	−4.4	−17.0	−18.7	−17.8	−13.0	−9.0	0.4

Die Lufttemperatur war am 18. unter 0° gesunken, am 19. trat bereits scharfes Frostwetter ein, das bis 24. anhielt. Die Temperatur der Isar sank daher vom 18. zum 19. rasch, stieg aber wieder, als dieselbe zugefroren war. Die Summe der negativen Tagesmittel beträgt bis 20. −40.1°.

Es mögen hier noch einige Beispiele vom Lech (Augsburg) und Inn (Rosenheim) angereiht werden. Es ist in denselben jedoch nur das Verhalten von Luft- und Wassertemperatur für Fälle untersucht, in denen letztere 0° erreichte, da keine Angaben über Treibeis oder Gefrieren gemacht sind.

Augsburg 1886. März		6	7.	8.	9	10.	11.
Temperatur des Lech	Mittag	2.9	1.9	2.5	0.6	1.0	0.0
Temperatur der Luft	Min.	−2.2	−7.8	−6.6	−12.6	−9.2	−13.6
	Max.	3.6	0.8	−1.3	−3.9	−4.4	−4.3
	Mittel	0.7	−3.5	−3.95	−8.25	−6.8	−8.95

Die Lufttemperatur sank im Tagesmittel am 7. unter 0° und blieb vom 8. an den ganzen Tag unter 0°. Am 9., 10. und 11. herrschte scharfes Frostwetter. Die Wassertemperatur sank vom 6. bis 9. rasch und erreichte am 11. 0.0°, nachdem sie tags zuvor etwas gestiegen war. Die Summe des negativen Tagesmittel betrug vom 7. bis 11. −31.45°.

Augsburg 1887. Dec.		19.	20.	21.	22.	23.	24.
Temperatur des Lech	Mittag	2.5	1.25	1.25	1.25	1.25	0.0
Temperatur der Luft	Min.	−2.3	−8.1	−4.1	−5.1	−10.0	−9.6
	Max.	2.1	0.6	0.1	−1.5	−3.2	−3.0
	Mittel	−0.1	−1.25	−2.0	−3.3	−6.6	−6.3

Die Lufttemperatur sank am 19. unter 0°, blieb aber erst seit 22. den ganzen Tag unter 0°. Am 23. und 24. herrschte ziemlich scharfes

Frostwetter. Die Wassertemperatur sank am 14. unter 0.0°. Die Summe der negativen Tagesmittel beträgt bis dahin −19.55°.

Rosenheim 1884. Dec.		24.	25.	26.	27.	28.
Temperatur des Inn	Mittag	3.75	2.5	2.5	1.25	0
Temperatur der Luft	Min.	−1.0	−4.1	−8.6	−6.8	−7.2
	Max.	3.0	1.9	−2.0	−2.0	−2.2
	Mittel	1.0	−1.1	−5.3	−4.4	−4.7

Die Lufttemperatur sank am 25. im Tagesmittel und blieb vom 26. an den ganzen Tag unter 0.0°. Am 26., 27. und 28. war sie fast gleich auf circa −5° stehen geblieben. Die Wassertemperatur erreichte am 28. 0.0°. Die Summe der negativen Tagesmittel bis dahin beträgt −15.5°.

Rosenheim 1888. Jan.		28.	29.	30.	31.
Temperatur des Inn	Mittag	1.25	1.25	1.25	0.0
Temperatur der Luft	Min.	−5.0	−6.2	−20.4	−14.5
	Max.	−0.2	−4.2	−9.6	−9.5
	Mittel	−2.6	−5.2	−15.0	−12.0

Die Lufttemperatur sank am 28. unter 0.0°. Am 30. und 31. herrschte scharfes Frostwetter. Die Wassertemperatur sank an diesem Tage auf 0.0°. Die Summe der negativen Tagesmittel beträgt bis dahin −34.8°.

Wir ersehen aus diesen Beispielen das Verhalten der Temperatur fließender Gewässer bei der Eisbildung. Um dieselbe zu ermöglichen, muss die Wassertemperatur auf 0.0° gesunken sein. Dies geschieht dann, wenn die Lufttemperatur im Tagesmittel niedriger ist, als die des Wassers, besonders aber wird die Abkühlung des Wassers gefördert, wenn die Temperatur der Luft den ganzen Tag hindurch niedriger als 0.0° ist, dem Wasser daher fortwährend Wärme entzieht. Es kommt daher auf die Temperatur an, welche das Wasser zu der Zeit besitzt, an welcher die Lufttemperatur unter 0.0° gesunken ist. Ist sie hoch, so wird eine strengere Kälte nothwendig sein, um sie auf 0.0° zu bringen, als wenn sie diesem Punkt schon genähert ist. Die Summe der sogenannten Kältegrade, d. h. die Summe der negativen Tagesmittel der Lufttemperatur bis zum Beginn der Eisbildung ist daher nicht immer gleich, wie die angeführten Beispiele zeigen, und Treibeisprognosen auf Grund derselben daher nur wenig zuverlässig. Ist die Temperatur des Wassers nahe auf 0.0° gebracht, so scheint erst ein scharfes Frostwetter nothwendig zu sein, um zur Eisbildung den Anstoss zu geben. Wenigstens die beiden Beispiele von der Marne scheinen darauf hinzudeuten. Im Januar 1879 sank deren Temperatur auf 0.0° und blieb 5 Tage auf diesem Stand, ohne dass es zur Eisbildung kam. Die Lufttemperatur sank an diesen Tagen nur wenige Grade unter 0.0°.

Capitän H. Meier, welcher in der Elbe bei Hamburg sorgfältige Studien »über Grundeisbildung« vornahm[1], kommt bei der Besprechung seiner Resultate zu demselben Ergebnisse. Es finden sich in den von ihm in extenso mitgetheilten Beobachtungen[2] und den neuesten von Wasserbau-Inspector J. F. Bubendey[3] mehrfach derartige Beispiele.

---

[1] Annalen der Hydrographie XIX. 1891 S. 137—141. [2] Außer dem bereits citierten ebenda XX. 1892 S. 297—302. [3] Ebenda XXII. 1894 1—6. Die Temperatur fließenden Wassers zur Zeit der Eisbildung.

VIII. Schluss.

Wir sind damit am Schluss unserer Betrachtung angelangt. Wir haben in derselben versucht, alle Eigenthümlichkeiten der Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas und damit eingeschlossen zum Theil auch der Oberflächentemperatur einiger Alpenseen ziffernmäßig darzustellen. Wir haben aus verschiedenen Erscheinungen entnehmen können, dass die Wassertemperatur hauptsächlich durch die Lufttemperatur bestimmt wird, mit welcher sie auf eine gemeinsame Quelle zurückzuführen ist: auf die Sonnenwärme. Daneben ist für die Erwärmung stehender und fließender Gewässer noch die Bestrahlung durch die Sonne zu berücksichtigen. Niederschlag und Bewölkung erniedrigen ihre Temperatur. In anderen Fällen aber erhält die Bewölkung dieselbe oder mäßigt deren Abnahme. Die Quellwärme bestimmt die Temperatur nur auf kurze Entfernung von der Quelle. Wir sind damit zu denselben Resultaten gelangt, wie Hertzer sie aus seinen durch acht Jahre fortgesetzten Beobachtungen am Zillingerbach zu Wernigerode abgeleitet[1]. Er führt dort als weitere Ursachen, welche die Temperatur der Flüsse bedingen, auf: die Reibung des Wassers, die Leitungsfähigkeit für Wärme und seine Wärmecapacität, die Verdunstung des Wassers, die Berührung mit dem Boden, und Länge, Richtung und Gefälle des Flusslaufes. Der Reibung des Wassers an den Wänden des Flussbettes, welche schon W. J. Rankine[2]) zur Erklärung der größeren Wärme des Flusswassers im Winter als der Luft heranzog, und der Leitungsfähigkeit des Wassers für die Wärme schreibt Hertzer einen nur sehr geringen Einfluss zu. Von größerer Wirksamkeit sollen die anderen angeführten Ursachen auf die Wassertemperatur sein. Nur bezüglich der Wärmecapacität haben wir diese Annahme in dem Verhalten der Veränderlichkeit und der täglichen Schwankung bestätigt gesehen. Wenn aber das Zurückbleiben der Flusstemperatur im Sommer hinter der Lufttemperatur als Beweis dafür angeführt wird, dass die Hauptursache der Wassertemperatur die Wärmecapacität des Wassers sei, dass ferner zum Theil auch der Verdunstungsprocess die Wassertemperatur bestimme, so sind dabei die zahlreichen Fälle, in denen die fließenden Gewässer im Sommer wärmer sind als die umgebende Luft, nicht mit berücksichtigt worden. Die Verdunstung wird zwar jedenfalls einen gewissen Einfluss auf die Wassertemperatur ausüben, doch hängt sie einerseits so innig mit der Lufttemperatur zusammen, sodass sie mit dieser gemeinsam die Wassertemperatur bestimmen wird, andererseits ist sie aber von letzterer selbst mit abhängig. Ein Einfluss der Verdunstung allein auf die Temperatur fließender Gewässer lässt sich aus den vorliegenden Beobachtungen nicht nachweisen. Auch der Einfluss der Bodenwärme, namentlich des durchfeuchteten Bodens des Flussbettes, wird von Hertzer angeführt, um im Winter die gegen die Lufttemperatur höhere Temperatur des Wassers zu erklären. Wenn auch ein Einfluss bis zu einem gewissen Grade wirksam sein mag, so dürfte er aber kaum so ausschlaggebend sein; und die Bildung von Grundeis spricht sogar gegen die Annahme eines erwärmenden Einflusses im Winter vom Grunde des Flusses aus.

[1] Ueber die Temperatur der Flüsse. S. 13 ff. [2] On the causes of the excess of the mean temperature of rivers. Rep. of Brit. Ass. 1852. XXII. p. 30–31. Philosophical Magazine. 4. IV. 1852. p. 355–358.

Die Annahme **Hertzer's**, dass in den Boden eingesickertes Wasser seine Temperatur lange beibehält, entbehrt noch der Bestätigung, dasselbe wird vielmehr die Bodentemperatur annehmen. Des Einflusses des unterirdisch den Flüssen zuströmenden Grundwassers, den schon **Fournet** bei seinen Beobachtungen an der Rhône und Saône hervorhob[1], auf die Temperatur, wurde bei dieser Untersuchung nicht besonders gedacht, sondern, weil es eine dem Quellwasser analoge Erscheinung ist, zusammengefasst als Einfluss der Quellwärme. Durch die Wärmecapacität des Wassers lässt sich die höhere Temperatur des Wassers gegenüber der Luft im Winter wohl bei stehendem, nicht aber bei fließendem also stets anderem Wasser erklären. Wir werden bei letzterem lediglich die Quellwärme als Ursache dieser höheren Temperatur im Winter ansehen müssen. **W. Ule** führt[2] ferner als Grund des Überragens der Temperatur der Saale über die Lufttemperatur deren großen Schlammgehalt an. Die suspendierten Bestandtheile sollen, sobald sie sich an der Oberfläche befinden, von der Sonne fast ebenso stark erwärmt werden wie festes Land und beim allmählichen Untersinken ihre Wärme an das sie umgebende Wasser abgeben. Das vorliegende Material genügt nicht, einen solchen Einfluss festzustellen; er dürfte aber neben den angeführten wenig in Vordergrund treten.

Bei einem kleinen Flussgebiete, in dem die klimatischen Verhältnisse überall die gleichen sind, kann die Beobachtung der Wassertemperatur an einem Orte alle dieselbe beeinflussenden Factoren erkennen lassen, bei großen Flussgebieten ändert sich dies. Die Temperatur eines solchen Stromes an irgend einem Orte zu einer bestimmten Zeit, stellt sich dar als die algebraische Summe aller Einflüsse, die bis dahin im gesammten Einzugsgebiete auf die Wassertemperatur einwirkten, und zwar nicht an allen Punkten gleichzeitig, sondern nacheinander während des Fließens der betreffenden Wassermenge. Darum ist auch die Länge und Richtung eines Stromes von Bedeutung für seine Temperatur. Der Einfluss des Gefälles ist bereits mehrfach berührt worden. Anschließend daran käme noch die mechanische Erwärmung, die das Wasser beim Fall erfährt, in Bezug auf die Einwirkung auf dessen Temperatur in Betracht. Dieselbe beträgt theoretisch 1° für 428 Meter. Doch wird sie in Wirklichkeit aus verschiedenen Umständen diesen Betrag nicht erreichen. Es ist nicht anzunehmen, dass die ganze lebendige Kraft in Wärme umgewandelt wird, weil das fallende Wasser manche mechanische Arbeit leistet. Es kommt ferner beim Fallen das Wasser mit viel größerer Oberfläche mit der Lufttemperatur in Berührung, es wird dann auch der Zusammenhang der Wassermasse gelockert und durch das Zerstieben des Wassers seine Verdunstung befördert und damit eine abkühlende Wirkung ausgeübt. Es verliert das Wasser ferner beim Herabfallen einen Theil seines kohlensauren Kalkes und seiner gelösten Gase, was beides auf die Wärme von Einfluss ist.[3]) Die mechanische Erwärmung wird mit der bei dieser Höhe doppelt so großen Zunahme der Lufttemperatur und anderen Factoren auf die Wassertemperatur einwirken und lässt sich in den vorliegenden Beobachtungen nirgends nachweisen.

Um den wirklichen Effect der mechanischen Erwärmung kennen zu lernen, hat **Philipp Keller** am Wasserfall delle Marmore zu Terni zwischen 9. April 1884 und 18. August 1885 13 systematische Beob-

---

[1]) Annal. de la Soc. d'agricult. de Lyon. 1866. p. 102. [2]) Meteorol. Zeitschr. IV. 1887. S. 274. [3]) Nach »Der Naturforscher« XVIII. 1885. S. 429.

achtungen vorgenommen[1], nachdem bereits Tyndall und Daguin auf die Möglichkeit einer solchen Erwärmung aufmerksam gemacht haben. Die Temperaturzunahme, die vom Wasserfall veranlasst wird, ist danach gut erkennbar, doch sieht man, dass diese Zunahme in sehr ausgesprochener Weise von der Temperatur der Atmosphäre abhängt. Die Temperaturzunahme des Wassers unten gegen oben schwankt zwischen 0.72° und 0.07°, während der theoretische Wert für die bestehende Höhendifferenz von 157.7 Meter 0.37° zu betragen hat. Die Zunahme blieb unter diesem Wert, wenn die Lufttemperatur niedriger oder nur wenig höher als die Wassertemperatur war, sie stieg über denselben, wenn die Lufttemperatur bedeutend höher als die Wassertemperatur war. Die Tendenz der Atmosphäre dem Flusse ihre Temperatur mitzutheilen, ist somit sehr ausgesprochen und kommt mehr zur Geltung als die durch den Fall erzeugte Wärme.

Indem wir die Eigenthümlichkeiten der Temperatur fließender Gewässer zu schildern und zu erklären versuchten, konnte nicht alles als zweifellos hingestellt werden, sondern es mussten da und dort Zweifel und Bedenken erhoben werden. Es mangelte eben bis jetzt an einer systematischen Beobachtung dieses Gegenstandes, die allen Anforderungen gerecht würde. Vielfach herrscht auch Unklarheit über das, was anzustreben ist. Machen wir uns die Ergebnisse der im Vorhergehenden untersuchten Beobachtungsreihen zunutze und wiederholen die Punkte, von denen bereits erwähnt wurde, dass sie für Mitteleuropa noch der Untersuchung erheischen. Es ist dies vorerst die Bestimmung des täglichen Ganges der Flusstemperatur an einem mehr im Herzen von Mitteleuropa gelegenen Orte durch 24stündige Beobachtungen oder durch selbstregistrirende Instrumente in der Dauer von mindestens einem Jahre. Ferner die gleichzeitige Beobachtung einzelner Flüsse an mehreren Orten, womöglich nach Einmündung eines jeden größeren Nebenflusses, um dessen Einfluss auf die Temperatur des Hauptflusses genau feststellen zu können. Hiefür kämen am besten in Betracht die Donau, wegen ihres nach Osten, beziehungsweise Südosten gerichteten Laufes, da die klimatischen Verhältnisse an ihrem Unterlaufe gegen die ihres Oberlaufes wesentlich anders sind, ferner der Inn, als ein hauptsächlich durch Gletscherwasser genährter Strom. Auf die Wichtigkeit einer Beobachtungsstelle zu Passau wurde schon hingewiesen.[2] Das wäre gleich Ulm der Ort zur Messung eines thermischen Querprofiles und zur Untersuchung, wie weit zwei Flüsse nach ihrem Zusammenfluss ihre verschiedene Temperatur beibehalten. Außerdem würden noch wertvolle Ergebnisse liefern die Beobachtungen des Rheins und des Mains mit nordwärts, beziehungsweise westwärts gerichtetem Lauf, sowie die Elbe als ein nur von Mittelgebirgs- und Flachlandsflüssen gespeister, nach Nordwesten gerichteter Strom. Ferner würde sich die Beobachtung an einem der Flüsse des norddeutschen Flachlandes empfehlen, wozu am besten die Havel oder Ems zu wählen wäre.

Weiter im Osten und Südosten scheinen sich die Verhältnisse zu ändern, worauf ebenfalls die Aufmerksamkeit zu richten wäre. Leicht durchführbar und sehr lohnend wäre es auch, gleichzeitig mit den Pegel

[1] Sull augmento di temperatura prodotto dalla caduta d'aqua. Atti della Reale Accademia dei Lincei. Rendiconti. 4. I. 1884–85 p. 671–676. Ausführliches Referat darüber im »Naturforscher« XVIII. 1885 p. 428.

[2] Vorläufige Mittheilung über die Temperatur der Flüsse Mitteleuropas. XVI. Ber. d. Vereins der Geographen a. d. Universität Wien 1891 S. 54.

beobachtungen zu Vent, Sulden und Ranalt auch solche über die Temperatur anzustellen. Damit wurden alle Eigenthümlichkeiten der Temperatur fließender Gewässer genau festgestellt werden können. Das Erstrebenswerte wäre freilich eine systematische Beobachtung aller bedeutenderen fließenden Gewässer Mitteleuropas, die Hand in Hand mit den meteorologischen Beobachtungen gehen sollte und manchen Nutzen bringen würde.

Um aber für künftige Beobachtungen wenigstens Vergleichbarkeit unter einander zu erzielen, möge eine Anleitung für dieselben, wie sie sich aus der Verarbeitung der bisherigen Beobachtungen ergab, den Schluss unserer Betrachtung bilden, da eine solche bisher mangelte.

Anleitung zur Vornahme von Messungen der Temperatur fließender Gewässer.

Ort der Beobachtung. Dieselbe geschieht am besten am Sitz einer meteorologischen Station oder in nicht allzugroßer Entfernung von einer solchen, um das Verhalten der Wassertemperatur an der Hand der Witterungsvorgänge untersuchen zu können. Sie wird am besten oberhalb von Städten vorzunehmen sein. Es empfiehlt sich sehr, von der Messungsstelle eine kleine hydrographische Beschreibung mit Beigabe einer Planskizze dem Beobachtungsjournal voranzustellen.

Zeit der Beobachtung. Nach den 24stündigen Beobachtungen im Loir zu Vendôme (Westfrankreich) empfiehlt sich zur Vornahme einer täglich einmaligen Messung die Stunde um 11^a, um welche Stunde zumeist das Tagesmittel erreicht wird. Für eine zweimalige Messung die Zeit um $6^{h\,30a}$ bis 7^a und 3^p bis $3^{h\,30p}$ im Sommerhalbjahre (April bis September) und $7^{h\,30a}$ bis 8^a und 3^p im Winterhalbjahr (October bis März), zu welchen Terminen gewöhnlich die täglichen Extreme eintreten. Täglich dreimalige Beobachtungen werden am besten an den für ein- und zweimalige Beobachtungen angegebenen Terminen angestellt. Sie haben den Vortheil, dass sie außer dem Monatsmittel ziemlich genau das mittlere monatliche Maximum und Minimum, und damit auch die mittlere Tagesschwankung im Monat ergeben. Die Mittel aus der Beobachtungsstunde 11^a und den Combinationen $\frac{7^a + 3^p}{2}$ und $\frac{7^a + 11^a + 3^p}{3}$ können fast als gleich angesehen werden.

Instrument. Als am geeignetsten zur Vornahme derartiger Messungen empfiehlt sich ein einfaches Thermometer in Glashülse (Schleuderthermometer), dessen Kugel oder Gefäß mit einer 0.5 bis 1 *cm* starken Wachshülle umgeben ist. Dadurch braucht es längere Zeit, bis das Thermometer die zu messende Temperatur annimmt. Dafür behält es diese dann aber etwa fünf Minuten lang bei, sodass einstweilen hinreichend sicher der Thermometerstand abgelesen werden kann.

Vornahme der Beobachtung. Da die Temperatur fließender Gewässer in verschiedenen Tiefen gleich ist, so bleibt ganz außer Betracht, wie tief bei der Messung das Thermometer eingetaucht wird; um nur die Wassertemperatur zu messen, muss es vollständig in's Wasser getaucht werden, um ferner zu verhüten, dass Sonnenstrahlen durch das

Wasser hindurch auf dasselbe einwirken, empfiehlt es sich, die Beobachtung an einer beschatteten Stelle vorzunehmen. Das Thermometer muss nach dem oben Gesagten hinreichende Zeit (etwa eine Viertelstunde) im Wasser gelassen werden, bis es die Temperatur desselben angenommen hat. Um Zeit zu ersparen, empfiehlt es sich daher, das Thermometer von einer Messung zur anderen im Wasser zu belassen. Es können dann leicht auch in der Zeit zwischen zwei Beobachtungsterminen, z. B. nach starken Gewitterregen, ohne viel Zeitverlust Beobachtungen vorgenommen werden.

Andere gleichzeitige Beobachtungen. Für viele Fälle wird es von Nutzen sein, in das Beobachtungsjournal auch Bemerkungen über Wasserstand, Klarheitsgrad des Flusswassers, insbesondere aber über Eistreiben und Zufrieren des Flusses einzutragen.

Anhang.

Tabellen, enthaltend die Monatsmittel der Wassertemperatur und des Temperaturunterschiedes zwischen dieser und der Lufttemperatur für die einzelnen Jahre bei Stationen mit längeren Beobachtungs-Perioden.

(Stationen mit nur einjährigen Beobachtungen wurden bloß in Uebersichts-Tabelle (VI) aufgenommen.)

Tab. I Temperatur der Weichsel in Krakau.

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Oct	Nov.	Dec.	Jahr
1876	—	–	3.9	10.2	10.8	18.7	19.1	19.1	14.3	9.8	1.9	5.9	—
77	7.7	7.4	7.9	8.6	8.2	17.6	17.7	17.6	11.1	6.6	3.3	0.2	9.5[1]
78	0.0	2.4	4.4	8.9	14.5	16.8	15.8	14.6	11.8	7.9	11.4	7.4	9.8[2]
79	–	3.6	2.7	7.6	12.3	18.9	17.0	17.9	15.1	6.9	2.0	0.9	–
80	—	-	0.4	8.7	10.9	16.7	19.4	16.4	13.2	7.2	3.0	0.0	—
1876/80	(3.65)	(4.5)	3.9	8.8	11.3	17.7	17.8	17.1	13.1	7.7	4.3	2.9	9.4
1881	0.0	0.0	0.8	5.7	10.7	16.0	18.5	16.3	10.7	6.8	3.8	1.9	7.6
82	1.4	1.3	3.7	12.3	14.8	16.0	21.4	17.2	16.1	9.8	4.0	1.2	9.9
83	1.0	0.9	1.2	6.5	14.3	17.8	20.1	17.7	14.9	10.9	5.2	0.8	9.3
84	0.3	0.3	3.1	4.1	5.6	6.9	20.3	17.2	12.5	8.4	–	1.0	—[3]
85	0.2	0.0	3.2	8.8	10.6	15.7	15.8	12.3	10.5	5.6	1.6	0.2	7.0
1881/85	0.6	0.5	2.4	7.5	11.2	14.5	19.2	16.1	12.9	8.2	3.65	1.0	8.1
1876/85	1.5	2.0	3.1	8.1	11.3	16.1	18.5	16.6	13.0	7.9	4.0	2.0	8.7
	0.6	0.5	2.2	7.0	12.85	16.4	18.95	15.8	13.05	8.15	3.65	1.0	8.3[4]

Unterschied zwischen der Temperatur der Weichsel und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	—	—	−0.6	−0.2	1.5	0.9	0.9	1.5	1.2	0.4	4.0	7.0	–
77	7.7	7.3	6.3	2.9	−2.4	−0.5	−0.2	−1.3	0.4	−0.1	−1.3	2.2	1.75
78	3.5	1.5	2.8	−0.3	1.1	−0.8	0.7	−3.6	−3.6	−2.5	7.0	10.5	1.3
79	–	3.4	2.6	−0.2	0.0	0.6	0.6	0.0	0.1	0.3	2.7	10.2	
80	—	—	0.9	1.4	−0.9	−0.2	−0.7	−0.2	−0.9	−1.3	−1.1	−1.7	—
1876/80	5.6	4.1	2.4	0.2	−0.1	0.1	0.0	−0.7	−0.6	−0.3	2.3	5.6	1.5
1881	6.9	2.6	−0.3	1.0	−2.2	−0.1	−0.4	−1.4	1.2	1.0	1.3	2.4	0.8
82	1.1	0.7	−3.5	3.5	2.0	1.3	2.0	1.4	0.6	1.8	0.5	1.5	1.1
83	4.4	1.5	2.9	1.0	1.7	0.8	1.3	0.9	1.0	1.9	1.4	1.6	1.7
84	−0.4	−1.6	0.0	−1.5	−7.8	−8.0	1.6	1.4	1.4	0.5	—	−0.6	—
85	5.3	0.4	0.2	−1.3	−1.5	−2.1	−2.7	−3.1	−3.5	−3.6	−0.5	2.6	0.8
1881/85	3.5	0.6	−0.1	0.3	−1.6	−1.6	0.4	−0.2	−0.3	0.8	0.7	1.8	0.3
1876/85	4.1	2.0	1.1	0.25	−0.85	−0.8	0.2	−0.4	−0.45	−0.2	1.5	3.5	0.8
	4.4	1.3	−0.2	0.8	0.0	0.0	0.05	0.55	−0.8	0.3	0.7	2.0	0.7[5]

[1]) Januar bis März zu hoch. [2]) Nov. und Dec. zu hoch. [3]) Mai und Juni zu niedrig. [4]) Mittel aus 1881–1883 u. 1885. [5]) Mittel aus 1881–1883 u. 1885.

Tab. II. Temperatur der Oder zu Breslau.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
1876				8.9	9.4	17.0	16.6	17.2	12.0	9.4	1.5	2.0	
77	1.1	1.4	2.7	7.1	10.7	17.7	16.8	16.8	11.8	6.6	5.0	1.5	8.2
78	0.2	0.8	3.1	8.9	13.7	16.5	15.9	16.8	14.7	9.9	3.6	1.1	8.8
79	0.0	0.7	1.7	8.2	12.5	19.9	18.6	19.8	18.1	9.3	2.9	0.0	9.3
80	0.0	0.0	1.7	11.8	12.9	18.2	21.7	18.5	15.9	9.1	3.9	1.7	9.6
1876/80	(0.3)	(0.7)	(2.3)	8.9	11.8	17.9	17.9	17.7	14.4	8.9	3.4	1.3	8.8
1881	0.1	0.0	1.6	7.3	14.5	17.9	21.0	19.0	14.6	6.7	3.1	0.6	8.9
82	0.6	1.2	7.0	10.7	14.9	17.8	21.5	16.8	16.3	9.7	3.7	0.7	10.1
[illegible]	0.3	0.3	1.7	7.0	14.3	18.5	20.1	17.6	15.3	9.8	4.4	0.7	9.2
84	0.6	2.3	4.2	7.0	14.7	16.1	20.8	18.9	16.0	8.6	3.0	1.4	9.5
85	0.1	0.5	3.8	10.6	14.1	20.0	19.8	17.5	15.3	9.9	3.3	1.2	9.7
1881/85	0.3	0.9	3.7	8.5	14.5	18.1	20.6	18.0	15.5	8.9	3.5	0.9	9.5
1886	0.2	0.1	0.7	11.3	15.7	18.9	20.1	20.3	17.7	10.5	5.1	0.9	10.1
87	0.0	0.0	1.6	8.6	14.8	16 9	22.6	16.6	16.4	7.6	5.2	1.1	9.3
88	1.0	1.0	2.1	9.2	15.5	19.3	19.1	20.8	19.1	12.6	4.8	1.1	10.5
89	0.0	0.0	0.6	7.6	17.2	22.4	19.1	18.2	12.9	10.0	4.6	0.0	9.4
90	0.2	0.0	4.7	11.7	17.2	16.4	20.1	20.3	14.3	9.0	4.6	0.0	9.9
1886/90	0.3	0.2	1.9	9.7	16.1	18.8	20.2	19.2	16.1	9.9	4.9	0.6	9.9
1891	0.0	0.0	2.9										
1876/90	0.3	0.55	2.7	9.0	14.1	18.1	19.7	18.3	15.3	9.25	3.9	0.9	9.3

Unterschied zwischen der Temperatur der Oder und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876				−0.9	0.1	−1.3	−2.0	−1.1	−2.8	−0.9	1.1	1.8	
77	−0.7	0.1	1.45	1.2	0.0	−1.5	−1.6	−2.5	0.15	−0.6	−1.3	2.0	−0.3
78	1.1	−1.0	0.5	−0.7	0.25	−0.9	−0.7	−2.0	−1.35	−0.9	−0.6	2.4	−0.3
79	3.3	−0.3	0.9	1.1	0.5	2.0	2.0	1.2	2.3	1.3	2.4	7.7	2 0
80	2.2	0.4	−0.5	1.3	1.5	1.2	2.4	1.3	1.3	0.7	−0.4	−1.2	0.9
1876/80	(1.5)	(−0.2)	(0.6)	0.4	0 5	−0.1	0 0	−0.6	−0.1	−0.1	0.2	2.5	0.4
1881	5.9	1.0	0.1	2.5	1.0	1.8	1.4	1.6	2 2	1 5	−1.6	0.0	1.5
82	−0.4	−0 6	0.3	2.3	2 4	3.2	2.0	0.8	0.6	0.9	0.1	0.6	1.0
83	1.6	−0.4	2 6	1.9	1.6	1.4	1.5	0.9	1.0	0.2	−0.2	0.5	1.1
84	−1.7	−0.3	0.3	1.8	1.3	1 6	1.6	2.4	0 8	0.7	1.9	−1.0	0.8
85	3.5	−1.5	0.5	0.4	2.4	1.4	1.4	2.1	1.3	0.8	0.6	1.4	1.2
1881/85	1.8	−0.4	0.8	1.8	1.7	1.9	1 6	1 6	1.2	0.8	0.2	0 8	1.1
1886	1.6	4.2	1.6	1.5	1.6	3.2	2.6	2.4	1 8	1.9	−0.1	−0.1	1.8
87	3.3	2.0	0.1	0.4	2.8	1 7	2.5	−0.3	1.8	0 9	0.4	1.8	1.5
88	4.1	4.4	1.1	2.1	1.8	2.3	2.1	3.8	5.3	4.6	2.3	0.3	2.9
89	4 2	2.2	1 1	−1.1	−1.2	1.9	0.8	1.0	1 5	0.2	1.2	2.0	1.1
90	−1.6	2.5	−1.1	2 8	1.6	1.3	2.0	0.1	0.5	1.0	1.5	6.7	1.4
1886/90	2.3	3.1	0.6	1.1	1 3	2.1	2.0	1.4	2.2	1 7	1.1	2.1	1.75
1891	4.5	1.5	−1.0										
1876/90	2.1	0.95	0.5	1.1	1.1	1.3	1.2	0.8	1.1	0.8	0.5	1.7	1.1

Tab. III. Temperatur der Warthe zu Posen.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1883	1.5	2.05	3.7	6.8	12.3	18.8	19.8	18.2	15.7	9.3	3.4	1.0	9.5
84	1.9	2.6	4.6	8.5	15.4	23.5	24.75	22.75	19.6	12.9	4.25	1.25	11.8
85	1.25	1.25	2.4	8.25	17.6	23.6	21.9	16.9	14.0	9.7	3.6	1.3	10.1
1886	1.0	1.0	1.0	9.7	16.0	20.0	20.1	19.7	17.6	9.8	8.0	1.2	10.0
87	0.4	1.0	2.0	7.4	15.3	16.8	21.7	17.7	15.4	8.1	1.9	1.1	9.0
88	1.0	1.0	1.1	4.6	13.0	19.7	19.4	19.0	16.8	10.1	3.9	2.2	9.3
89	1.0	1.0	1.2	6.9	17.8	22.7	19.9	17.2	15.2	10.5	6.0	2.4	10.15
90	1.0	1.0	4.1	10.5	16.5	19.2	20.8	21.0	16.6	13.0	7.2	2.5	11.1
1886–90	0.9	1.0	1.9	7.8	15.7	19.7	20.4	18.9	16.3	10.2	4.4	1.9	9.9

Unterschied zwischen der Temperatur der Warthe und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
1883	−0.1	1.35	5.9	1.8	−0.1	1.8	1.3	1.9	1.6	0.2	0.9	0.3	1.4
84	−0.3	0.1	1.4	3.2	2.5	8.6[1]	–	–	–	–	–	–	–
85	3.75	0.65	−1.0	−1.65	6.1	4.9	3.2	1.7	0.8	1.1	1.8	1.8	1.95
1886	2.2	5.7	1.9	−0.2	1.4	3.8	2.5	1.6	2.0	1.1	−2.2	0.8	1.7
87	3.1	1.9	0.4	−0.6	3.2	1.4	2.1	0.9	1.3	1.2	−2.3	1.1	1.1
88	3.9	4.1	2.3	−2.3	−0.3	2.7	2.9	2.5	3.7	2.5	1.1	1.0	2.0
89	4.7	3.3	1.7	−1.6	−0.2	1.9	1.5	0.4	3.9	1.0	2.0	3.7	1.9
90	−0.5	2.7	−1.3	1.5	1.1	3.6	3.4	1.7	2.7	5.2	4.0	8.6	2.7
1886–90	2.7	3.5	1.0	−0.6	1.0	2.7	2.5	1.4	2.7	2.2	0.5	2.9	1.9

Tab. IV. Temperatur der Elbe.

A. Zu Lobositz.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec	Jahr
1866	2.1	4.25	5.25	12.25	15.25	23.5	21.1	19.6	18.75	10.1	4.4	1.75	11.5
67	0.5	3.5	3.25	8.75	14.75	20.6	20.1	21.5	17.6	9.75	3.1	0.5	10.4
1866–67	1.3	3.9	4.25	10.5	15.0	22.05	20.6	20.6	18.2	9.9	3.75	1.1	11.0

B. Zu Dresden.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
1864			–	–	–	20.2	19.8	18.2	16.5	9.4	3.2	0.5	–
65	0.2	0.2	0.4	9.6	19.0	17.4	23.9	19.5	17.2	10.5	5.7	1.9	–
66	1.5	3.9	4.5	11.4	–	–	–	–	–	–	–	–	–
1864–66	0.9	2.0	2.5	10.5	(19.0	18.8	21.8	18.9	16.9	10.0	4.5	1.2	10.6

C. Zu Hamburg.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1868	–	–	3.9	7.6	15.9	20.3	20.8	20.9	15.9	10.2	3.9	3.5	
69	1.8	3.5	2.7	11.2	14.9	15.1	19.9	18.4	15.5	10.0	4.2	1.6	9.9
70	1.3	0.1	1.3	8.7	13.7	17.4	20.2	17.9	13.5	9.2	4.9	1.1	9.1
71	0.2	0.5	5.5	7.1	11.6	15.5	19.9	20.3	16.0	8.4	2.5	0.3	9.0
72	0.5	1.1	5.1	10.5	15.2	19.2	21.0	18.7	15.7	10.3	6.3	2.5	10.5
73	3.5	0.5	3.8	9.8	11.5	18.4	19.5	20.0	15.0	11.3	4.9	–	–
1869–73	1.5	1.1	3.7	9.5	13.4	17.1	20.1	19.1	15.1	9.8	4.6	1.8	9.7

Unterschied zwischen der Temperatur der Elbe und der Luft.

A. Zu Lobositz.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1866	−0.4	0.5	1.85	1.25	3.35	3.4	2.7	2.5	1.0	2.85	0.3	1.0	1.7
67	2.25	−0.1	1.65	−0.5	1.5	2.85	2.1	2.1	2.35	0.85	0.5	1.9	1.5
1866–67	0.9	0.2	1.75	0.4	2.4	3.1	2.4	2.3	1.7	1.85	0.4	1.45	1.6

[1]) Unterschied im Juli wahrscheinlich zu groß.

B. Zu Dresden.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1864	—	—	—	—	—	2.8	2.7	1.9	1.6	0.6	0.0	3.7	—
65	—0.8	4.5	0.0	—1.0	1.1	2.4	1.8	1.5	1.1	0.2	—1.2	0.8	—
66	—3.3	—1.2	1.0	1.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1864/66	—2.0	1.6	0.5	0.2	(1.1)	2 6	2.2	1.7	1.4	0.4	—0.5	2.0	0.9

C. Zu Hamburg.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1868	—	—	—1.5	—2 3	—0.1	3.3	1.5	1.6	1.0	1.1	0.1	—1.9	—
69	0 4	—2.1	—0.2	0.3	3.1	2.3	2.0	3.1	1.0	1.5	0.2	0.2	1.0
70	—1.1	3.0	—1.1	—0 3	2.0	2.7	2.4	1.3	0.8	0.2	—0.8	3.0	1.0
71	2.8	0.9	—1.3	0.4	1.2	1.6	2.6	2.3	2.5	1.6	0.8	—2.3	1.1
72	—1.4	—1 4	—0.9	1.2	3.0	3.3	3.4	2.8	0.8	0.6	—0.4	0.2	0.9
73	—0.7	0 1	—0.5	2.8	2.0	2.8	1.1	3.0	2.2	1.6	—0.2	—	—
1869/73	0.0	0.1	—0.8	0.9	2.3	2.4	2.3	2.5	1.5	1.1	—0.1	—0.2	1.0

Tab. V. Nebenflüsse der Elbe.

A. Temperatur der Moldau zu Prag.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1840	—	—	—	—	—	—	19.5	19.2	15.7	7.8	6.2	0.4	—
41	0 3	0.2	2.9	11.2	19.1	18.0	19.2	18.6	17.1	12.4	4.2	2.5	10.5
42	0.1	0.1	3.2	8.5	16.3	19.0	20.0	21 7	16.0	8.2	1.9	1.1	9.7
43	0.5	3.3	3.6	10.1	14.5	17.0	18.7	20.2	15.4	9.4	5.0	2.8	10.0
1841/43	0.3	1.2	3.2	9.9	16.6	18.0	19.3	20.2	16.2	10.0	3.7	2.1	10.1

Unterschied zwischen der Temperatur der Moldau und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
1840	—	—	—	—	—	—	3.2	2.4	1.6	1.0	0.1	8.1	—
41	3.4	5 6	—1.0	0.9	1 0	1.0	0.8	0·0	0.7	0.1	—0.9	—0.3	0.9
42	5.0	4.3	—1.0	1.6	0.9	0.8	2 1	—0.8	0.1	0.9	0.5	—0.5	1.1
43	—0 2	—1.0	1.3	0.7	1.7	0.8	0.1	0.9	1.2	0.0	0.2	—1.0	0.4
1841/43	2.7	3.0	—0.2	1.1	1.2	0.9	1.0	0.0	0.7	0.3	—0.1	—0.6	0.8

B. Temperatur der Saale zu Halle.

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1884	—	—	—	—	—	—	22.2	19.9	16.4	10.05	3.8	2.9	— [1])
85	0.8	2.5	5 1	11.6	14.65	20.7	—	—	—	—	—	—	—
1884	—	—	—	—	—	—	22.4	20 3	16.6	10.2	3.85	3.0	— [2])
85	0.8	2.55	5.1	11.6	14.9	20.7	—	—	—	—	—	—	—
1888	—	—	—	—	—	—	18.4	18.4	15.7	8.6	4.5	2.0	— [2])
89	0.5	0.6	2.4	8.6	17 9	21.7	—	—	—	—	—	—	—
	0.65	1.6	3.8	10.1	16.4	21.2	20 4	19.35	16.15	9.4	4 2	2.5	10.5 [3])

---

[1]) Mittel aus $\frac{6^a + 12^m + 6^p}{3}$. [2]) Mittagsbeobachtung. [3]) Mittel der 2-jährigen Mittagsbeobachtung

Unterschied zwischen der Temperatur der Saale und der Luft.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
1884	—	—	—	—	—	—	2.8	2.25	1.4	1.45	1.4	0.4	—[1])
85	3.85	−0.85	1.7	1.1	3.5	3.3	—	—	—	—	—	—	—
1884	—	—	—	—	—	—	3.0	2.75	1.6	1.6	1.45	0.5	—[2])
85	3.85	−0.8	1.7	1.1	3.75	3.3	—	—	—	—	—	—	—
1888	—	—	—	—	—	—	3.3	2.6	2.9	1.8	1.3	0.9	—[3])
89	1.2	1.2	0.9	1.3	1.7	3.5	—	—	—	—	—		—
	2.5	0.2	1.3	1.2	2.7	3.4	3.15	2.7	2.25	1.7	1.4	0.7	1.9[3])

C. Temperatur des Zilligerbaches zu Wernigerode.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1869	1.9	4.0	2.8	8.9	12.25	13.55	19.55	15.4	14.3	7.7	3.4	1.4	8.8
70	1.8	0.7	2.3	6.45	12.7	15.9	19.5	15.9	11.7	7.8	5.1	—	—
1869-70	1.85	2.35	2.55	7.7	12.5	14.7	19.5	15.65	13.0	7.75	4.25	(1.4)	8.6

Unterschied zwischen der Temperatur des Zilligerbaches und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1869	2.0	−1.3	2.3	1.2	0.35	1.05	1.35	0.8	−0.3	0.3	0.4	1.0	0.6
70	1.5	5.8	1.1	−1.35	0.5	0.85	1.8	0.65	0.2	0.2	0.4	(5.0)	—
1869-70	1.75	2.25	1.7	−1.3	0.4	0.9	1.6	0.7	−0.05	0.25	0.4	3.0	0.7

Tab. VI. Temperatur der Weser zu Elsfleth.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
1857	.	.	—	.	—	—	—		—	—		4.9	—
58	1.1	0.3	2.5	9.6	13.1	21.4	19.2	20.6	17.8	11.2	1.6	1.7	10.0
59	2.7	4.2	7.4	9.9	15.9	20.4	22.4	21.0	15.3	11.6	4.2	0.8	11.3
60	2.2	1.1	3.8	9.1	15.1	18.3	19.0	17.3	15.0	10.2	3.1	1.2	9.6
1861	0.2	3.3	6.6	10.1	12.2	20.8	20.4	19.7	15.3	12.0	4.6	2.8	10.7
62	0.8	2.2	6.7	11.2	16.8	17.8	17.6	18.8	16.3	12.1	5.6	2.0	10.7
63	3.6	4.4	5.8	10.7	15.1	18.4	19.2	19.5	14.7	12.7	5.9	4.5	10.4
64	0.5	1.0	5.2	9.2	12.8	17.6	18.8	16.7	16.0	10.4	4.0	1.0	9.4
65	1.2	0.2	1.1	11.4	18.0	16.1	21.5	18.5	17.8	10.3	6.4	2.9	10.5
1861-65	1.3	2.2	5.1	10.5	15.0	18.1	19.5	18.6	16.0	11.5	5.3	2.6	10.3
1866	4.2	4.4	4.2	11.0	12.7	20.0	19.3	17.7	15.9	9.6	5.3	3.5	10.7
67	1.0	5.3	3.1	8.6	13.3	18.2	17.8	19.1	16.4	10.0	5.3	—	—
1858-67	1.75	2.6	4.6	10.1	14.5	18.9	19.5	18.9	16.0	11.0	4.6	2.5	10.4

Unterschied zwischen der Temperatur der Weser und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1857	—		—	—	—	—	—	—		—	—	0.2	—
58	1.4	2.6	1.0	3.5	2.1	3.8	3.2	2.6	2.1	2.2	1.3	0.1	2.1
59	0.1	0.0	1.3	3.5	2.8	2.7	3.6	2.8	1.9	1.8	1.0	1.2	1.9
60	0.2	1.3	1.6	2.5	3.2	3.5	3.5	2.7	2.0	1.6	1.4	2.3	2.1
1861	4.3	−0.1	0.9	3.9	2.6	3.8	3.1	2.6	1.9	1.6	0.2	0.5	2.1
62	1.8	1.1	0.7	2.5	2.3	3.3	2.3	2.6	2.2	1.5	1.7	−0.8	1.8
63	−0.4	0.4	0.7	2.8	3.4	3.0	4.2	2.7	2.8	1.5	1.2	0.1	1.8
64	3.8	0.8	1.0	2.8	2.9	2.9	3.0	2.8	2.7	1.9	1.2	1.9	2.3
65	0.7	4.1	1.1	1.9	2.2	3.2	2.3	2.1	2.1	1.0	0.3	0.8	1.8

[1]) [2] [3]) Vergl. hierzu die Anmerkungen auf voriger Seite.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
1861/65	2.0	1.3	0.9	2.7	2.7	3.2	3.0	2.5	2.2	1.5	0.9	0.5	1.9
1866	—0.2	0.2	1.4	1.8	2.7	2.0	3.8	2.2	1.7	1.6	0.1	0.1	1.4
67	1.3	0.1	1.7	0.7	2.0	3.6	2.7	1.7	2.2	1.2	0.8	—	—
1857/67	1.2	1.1	1.1	2.5	2.6	3.1	3.1	2.5	2.1	1.6	0.9	0.5	1.9

Tab. VII. Temperatur des Rhein.

A. Zu Rheineck.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
1890	3.5	2.4	5.4	7.9	10.5	11.8	12.1	12.8	10.4	7.6	5.1	1.4	7.6
91	0.9	2.0	4.8	7.2	8.7	11.1	12.4	11.5	11.8	—	—	—	—
1890/91	2.2	2.2	3.1	7.6	9.6	11.5	12.3	12.2	11.1	—	—	—	—

Unterschied zwischen der Temperatur des Rhein und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1890	2.5	—4.5	2.0	—0.1	—3.5	—2.9	—3.9	—3.7	—2.0	1.1	1.5	6.7	0.2
91	7.4	6.7	0.9	1.0	—4.3	—5.1	—4.3	—4.1	—1.6	—	—	—	—
1890/91	4.95	5.6	1.45	0.45	—3.9	—4.0	—4.1	—3.9	—1.8	—	—	—	—

B. Zu Altbreisach.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1889	2.3	2.7	4.5	8.1	13.2	17.1	16.9	18.1	16.0	11.6	8.5	3.7	10.4
90	3.9	2.8	5.7	9.3	13.9	16.85	17.4	19.5	15.9	12.1	7.8	3.0	10.7
91	2.6	5.1	6.7	7.8	11.8	15.9	18.4	18.1	17.5	13.9	8.1	5.6	11.0
92	3.7	4.3	5.1	9.0	12.4	16.7	19.0	20.6	17.7	13.1	9.8	4 3	11.3
1889/92	3.1	3.7	5.5	8.55	12.8	16.6	18.4	19.1	16.8	12.7	8.55	4.25	10.8

Unterschied zwischen der Temperatur des Rhein und der Luft.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1889	3.1	2.9	1 5	—0.7	—2.6	—2.0	0.1	0.2	2.4	2.1	4.75	4.6	1.4
90	—0.5	3.7	- 0.35	0 2	—1 2	0.45	—0.2	1.1	0.7	3.6	2.75	7.8	1.5
91	5.6	4.5	1.3	—0.5	—2 5	—1.4	0.2	0.5	1.4	1.6	3.6	1.6	1.3
92	3.4	1 2	1.6	—1.4	—2.4	—0.8	0.3	0.2	1.3	4.1	3.4	5.0	1.3
1889/92	2.9	3.1	1.0	—0.6	—2.2	—0.9	0.1	0.5	1.45	2.85	3 6	4.75	1.4

C. Zu Speyer.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1889	1.6	1.9	3.7	8.0	13.7	18.4	19.2	17.9	15.4	10.2	7.5	2.7	10.0
90	3.6	1.6	5.4	9.4	14.6	17.4	17.6	20.1	15.9	12.1	7.2	1.4	10.5
91	0.5	1 9	5.1	7.4	12.4	16.4	18.8	18 4	17.6	13.9	7.3	5.4	10.4
92	3 0	4.2	4.3	7.8	11.7	15.9	17 7	19.1	16.2	10.7	7.1	2.6	10.0
1889/92	2.2	2.4	4.6	8.15	13.1	17.0	18.3	18 9	16.3	11.7	7.3	3.0	10.2

Unterschied zwischen der Temperatur des Rhein und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1889	3.0	3.1	1.5	—0.7	—3.0	—1 7	0.6	0.7	2.8	1.4	4.3	3.8	1.3
90	0.7	2.7	0.1	1.0	—0.5	1.0	0.3	1.8	1.3	4.0	2.6	5.5	1.7
91	4.1	1.7	0.6	0.2	—1.8	—0.3	1.3	1.9	2.8	2 8	3.9	3.1	1.7
92	3.4	2.8	2.1	—1.3	—2.9	—1.5	—0.7	—1.0	0.9	2.6	2 2	4.4	0.9
1889/92	2.8	2.6	1.1	—0.2	—2.05	—0.6	0.4	0.85	1.95	2.7	3.25	4.2	1.4

Tab. VIII. Nebenflüsse des Rhein.

A. Temperatur des Neckar zu Berg bei Stuttgart.

a. Messung um 8ᵃ.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1884	—	—	—	8 9	14 6	15.4	20.1	19.4	15 4	9 6	4 4	8.6	—
85	0.9	8.6	5.5	10.6	11 6	18.5	18.6	17.5	14 6	9.4	5.4	4 0	10 0
86	2.4	2.1	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—
1884/86	1 65	2 85	(5.5)	9.75	13.1	16.95	19 35	18.45	15 0	9 5	4.9	3 8	10.1
1886	—	—	—	—	—	14.4	17.8	17.7	16.6	11.3	7.2	4 0	—
87	1.2	1.7	4.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1884/87	1 5	2 5	(4.8)	(9 75)	(13 1)	16.1	18.8	18 2	15 5	10.1	5 7	3.9	10.0
1888	—		—	7.4	13 6	17 5	15.8	15.75	14 5	8.75	6.0	2.0	—
89	0 9	1 9	3 6	8.25	13 9	16 5	16.75	16.4	13 3	9.9	6.6	2.6	9 2
90	4.1	2.4	5.7	9.8	13 6	15.5	17.1	17 0	13 6	9.4	6 9	1 75	9.7
91	1.0	1.75	5.4	7.6	13.25	15.5	16.5	16.4	15 5	11.5	5.0	4.0	9.45
92	3 4	5.0	5 25	—	—	—	—	—	.	—	—	-	—
1888/92	2.35	2.8	5 0	8.8	13 6	16.25	16.5	16 4	14 2	9.9	6.1	2.6	9.5
1884/92	2.0	2.6	(4.9)	(8 8)	(13.4)	16.2	17 5	17.2	14.8	10 0	5.9	3.1	9.7

Unterschied zwischen der Temperatur des Neckar und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1884	—	—	—	0 4	−0.2	1.2	−0.3	0 6	0.2	0.4	1.2	0.7	—
85	2.7	−2.1	0.8	−0 6	0 2	−0.4	−0.3	0 8	0 1	0.8	0 8	3 5	0.5
86	1.9	2.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1884/86	2.3	0.1	(0 8)	−0 1	0.0	0.4	−0 3	0.7	0.15	0 6	0.75	2.1	0 6
1886	—	—	—	—	—	−0 9	−1.0	−0.9	−0.5	0 1	0 8	1.7	—
87	4.1	1 5	1.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1884/87	2 9	0.6	(1.1)	(−0.1)	(0 0)	—	−0 5	0.2	−0.1	0 4	0.8	2.0	0.6
1888	—	—	—	−0.1	−0 9	−0 8	−0.6	−1.3	0.1	1.5	0 8	1.3	—
89	1.5	2.5	1.1	−0.7	−2.6	−3.1	−1.8	−1.1	0.7	0 2	2.5	3 2	0 2
90	0.5	3.8	−0.1	0.9	−1.6	−0.4	−0.8	−1.3	−0.7	1.6	2.2	5.4	0 8
91	4.6	1.35	0.5	0.5	−0.7	−1.3	−1.3	−0.7	0.0	0.1	1.1	1.2	0 45
92	3 2	2 6	2 3	—	—	-	—	—	—	—	—	—	—
1888/92	2 45	2.60	1 0	0.15	−1.5	−1.4	−1.05	−1.1	0.0	0.85	1.65	2.8	0.5
1884/92	2.6	1.7	1.0	0.1	−1.0	−0.8	−0.7	−0.6	0.0	0 7	1 3	2.4	0 6

b. Mittel aus den Messungen um 8ᵃ und 6ᵖ.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1888	—	—	—	7.9	14 5	18.1	16.3	16 1	15 1	9.1	6 0	2.0	—
89	1 0	2.0	4 0	8 5	14.6	17.1	17 5	17.1	13 9	10 2	6.6	2.8	9.6
90	4.2	2.8	6 1	10.9	14.4	17 4	18 0	17 6	14 2	9.9	7.0	1.9	10.4
91	0 9	2 1	5 75	8 1	14 1	16 5	17.2	17.1	16.1	11.8	5.2	4.5	9 9
92	3 2	5.2	5 75	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1888/92	2.3	3.0	5.4	8.85	14.4	17.3	17.25	17.0	14 8	10 25	6 2	2.8	10.0

Unterschied zwischen der Temperatur des Neckar und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1888	–	–	–	0.4	0.0	–0.2	–0.3	–0.9	0.7	1.8	0.8	1.3	–
89	1.6	2.6	1.5	–0.4	–2.1	–2.5	–1.0	–0.4	1.3	0.5	2.5	3.4	0.6
90	0.6	4.2	0.3	1.9	–0.8	1.5	0.6	–0.7	–0.1	2.1	2.3	5.6	1.5
91	4.5	1.5	0.85	1.0	0.1	–0.3	–0.6	0.0	0.6	0.35	1.3	1.7	0.9
92	3.0	2.8	2.75	–	–	–	–	–	–	–	–		–
1888-92	2.4	2.8	1.35	0.7	–0.7	–0.4	–0.3	–0.5	0.7	1.2	1.7	3.0	1.0

B. Temperatur des Main zu Bayreuth.

	Jan	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1851	0.8	1.1	3.2	9.7	10.95	16.5	17.4	17.8	12.1	10.7	2.5	0.0	8.6
52	1.4	2.1	3.25	8.1	14.8	17.4	21.5	19.3	15.6	8.5	7.5	3.9	10.3
53	2.1	0.7	1.45	6.3	13.1	16.8	17.7	18.0	14.1	9.65	4.2	1.0	8.8
54	0.0	0.2	2.8	8.6	14.3	16.3	17.6	16.4	13.9	9.5	2.35	2.1	8.7
55	0.9	0.0	2.9	6.9	12.5	17.1	17.7	18.25	14.4	11.0	4.25	0.0	8.8
1851-55	1.0	0.8	2.7	7.9	13.1	16.8	18.4	17.9	14.0	9.9	4.2	1.4	9.0
1856	0.3	2.5	3.5	11.2	15.5	17.35	16.9	19.5	13.7	10.1	1.6	1.1	9.3
57	0.2	0.15	3.25	8.5	15.65	18.95	20.1	19.55	14.9	11.3	0.4	1.2	[illegible]
58	0.1	0.0	0.9	8.0	11.9	20.6	17.1	16.1	15.3	10.1	0.4	1.1	8.5
59	0.5	1.6	5.6	8.1	15.0	18.8	22.4	21.1	14.7	11.1	3.5	0.1	10.2
1851-59	0.7	0.9	2.9	8.4	13.7	17.8	18.7	18.5	14.3	10.2	3.0	1.2	9.2

Unterschied zwischen der Temperatur des Main und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1851	1.3	2.6	0.9	1.0	2.6	1.3	1.5	1.5	1.6	1.4	3.1	1.0	1.7
52	0.4	1.0	3.1	3.2	1.6	1.4	1.8	2.1	2.2	1.7	0.9	0.7	1.7
53	1.4	4.0	3.5	1.3	1.8	1.4	–0.1	1.5	1.6	1.5	2.8	7.4	[illegible]
54	2.8	2.7	0.4	1.6	1.9	1.9	0.2	1.3	1.8	1.2	2.4	1.1	1.6
55	5.6	6.4	0.9	1.2	1.8	1.3	1.5	1.1	2.3	0.5	2.7	7.1	2.7
1851-55	2.3	3.3	1.8	1.7	1.9	1.4	1.0	1.5	1.9	1.3	2.4	3.5	2.0
1856	1.9	1.2	2.3	2.0	4.9	1.6	1.7	2.0	1.8	1.5	3.3	2.0	2.2
57	4.1	2.8	0.9	1.8	3.1	3.3	2.2	1.5	1.1	1.0	–1.6	1.4	1.8
58	4.7	5.6	0.2	0.9	2.2	2.1	1.3	0.3	0.6	1.8	4.7	0.7	2.1
59	1.8	1.3	0.0	1.1	2.4	2.3	1.6	2.0	1.9	1.9	1.2	3.1	1.7
1851-59	2.7	3.0	1.4	1.6	2.5	1.8	1.3	1.5	1.7	1.4	2.2	2.7	2.0

Tab. IX. Temperatur der Donau zu Peterwardein.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	1.0	1.0	3.2	7.5	9.9	16.3	18.7	19.4	15.7	13.8	4.5	4.4	9.6
77	3.2	4.8	4.7	10.6	13.8	20.4	21.1	21.7	16.2	9.8	6.4	2.7	11.3
78	0.0	0.6	4.5	10.7	17.1	20.2	–	20.9	19.3	13.7	6.2	1.5	–[1]
79	0.2	1.9	5.6	8.0	13.5	21.5	21.7	22.1	19.6	11.3	5.4	0.1	10.9
80	0.4	1.0	2.4	12.0	15.7	20.7	23.3	20.2	18.8	13.1	6.8	4.1	11.5
1876-80	1.0	1.9	4.1	9.8	13.9	19.8	21.2	20.9	17.9	12.3	5.9	2.6	10.9
1881	2.4	2.3	5.1	9.2	13.1	19.0	21.9	20.4	15.5	8.4	2.8	1.2	10.1
82	0.0	0.0	2.8	6.7	11.7	17.5	18.5	16.0	17.2	11.5	7.2	1.6	9.2
83	0.9	3.7	5.5	9.9	14.9	19.4	20.9	17.7	15.4	11.7	8.0	–	–[2]
84	–	–	–	12.5	16.9	17.5	20.8	18.9	16.2	11.4	7.0	1.8	–
85	0.5	1.6	4.8	9.5	14.0	18.5	19.5	17.7	14.8	10.4	5.3	1.8	9.8
1880-85	1.0	1.9	4.6	9.6	14.1	18.4	20.3	18.1	15.8	10.7	6.1	1.5	10.2
1876-85	1.0	1.9	4.3	9.7	14.0	19.1	20.7	19.5	16.9	11.5	6.0	2.1	10.6
1878-85	0.6	1.6	4.4	9.8	14.6	19.4	20.9	19.2	17.1	11.4	6.1	1.5	10.5

[1] Für Juli zu interpolieren 20.5°. [2] Für Dec. zu interpolieren 2.0°.

Unterschied zwischen der Temperatur der Donau und der Luft.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
1878	1.1	2 7	−1.4	−1.5	−0.2	0.1	—	−0.6	0 2	−0.7	−2.5	−0 3	−0 7
79	−0.1	−5.0	−0.9	−4.7	−1.6	−0.5	1.0	0.1	0.9	0 1	2 4	7.7	−0 1
80	3.2	1.3	−2.0	−3.4	0.5	0.7	−0 5	1.3	2.0	0.3	−0.8	−1.2	−0 1
1881	3.6	2.2	−2.3	−1.4	−2.1	−0.1	−0.1	−1.8	−1.0	−1.5	−1.9	0.6	−0 6
82	−1.5	−3 0	−8.4	−5.8	−4.4	−0.9	−8.7	−8.1	−1.0	−1.5	−0.7	−3 0	3.1
83	1.8	2.1	2.1	−0 3	−1.7	−0.8	−1.7	−3.0	−1.6	−0.6	1.4		—
84	—		—	0 4	−0.3	0.3	−0.8	−0.6	−0.6	0 6	4.8	−1 0	
85	1.0	−2.6	−3.5	−4 7	−1.7	−1.8	−1.7	−1 9	−2.8	−3.2	−1.9	2.7	−1 8
1881/85	1 0	−0 3	−3.0	−2 4	−2.0	−0.8	−1.6	−2.1	−1.4	−1.2	0.2	−0.2	−1.2
1878/85	1.3	−1 0	2.8	−2.7	−1.4	−0.4	−1.1	−1.2	−0.5	−0.8	0.0	0.8	0 8

Tab. X. Temperatur des Lech zu Augsburg.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1881	2 25	2 4	6 9	9.5	12 1	15 4	19.1	17.75	13 6	8 1	6.2	3 4	9 8
82	2 75	2 4	7 0	9 9	14.15	15.75	17.25	16.0	13.6	10 85	6.3	2 6	9 9
83	2 9	4 25	3.25	8 6	13 0	15.4	16 3	16 3	15 0	9 8	6.25	3.0	9.5
84	3 2	4.35	7 0	9 0	14 1	12 9	17 9	17.8	14 9	9 2	4 7	2.9	9 8
85	0.6	3 3	4.8	10 3	12 2	17 8	18 8	17 7	14 7	9 2	5.25	2.1	9.7
1881/85	2 3	3 3	5.8	9 5	13.1	15 45	18.0	17 1	14.4	9.4	5.7	2 8	9 75
1886	1.5	2.4	3 8	10 3	14 4	15 0	18.1	17 1	17.0	11.9	7 4	3 5	10.2
87	0.7	1.4	3.9	8 75	11.9	16 5	19.6	17 75	15 25	8 4	5 4	2 2	9 3
88	1.1	1 6	4 25	7 9	13 1	15 8	15 4	15 9	14.0	8.4	5 1	2 4	8.7
89	1.0	1.1	3 1	7 8	14 1	17 5	17.3	16 4	13.3	9 9	5 5	1 8	9 1
90	2.6	1.1	5.25	9.4	14 1	15.6	16 25	17.5	13.1	9 25	6.0	1 1	9 3
1886/90	1.4	1.5	4 1	8 8	13.5	16 1	17.3	16.9	14.5	9 6	5 8	2 2	9 3
1881/90	1.9	2 4	4.9	9.1	13.3	15.8	17 7	17 0	14.4	9.5	5.8	2.5	9.5

Unterschied zwischen der Temperatur des Lech und der Luft.

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
1881	8 35	2 9	3 2	4 1	0.9	0.1	−0.2	0 5	2 0	3.9	2 0	3.7	2 6
82	4 35	3 2	1.4	2 4	1 9	1 9	1.8	1.5	1 7	2 5	2.9	3 5	2 4
83	4.4	3.0	4 9	2 6	0 2	−0 1	−0 1	0 3	2 0	2.8	3 4	4 0	2 3
84	1 6	2.3	2 6	2 9	0.8	0.2	−0.5	1 0	1 5	2.1	4.0	2 5	1 8
85	6.2	0.8	2.1	0.9	1 8	0 4	0.8	1.9	1.7	2.2	2.1	3.8	2 1
1881/85	5 0	2.4	2.8	2.6	1.1	0 5	0 3	1.0	1.8	2.7	2.9	3.5	2.2
1886	4.5	5.4	3 1	1 1	1.0	0.8	0.1	0 1	1.7	2 7	3.2	3.1	2 2
87	6 5	4.0	3.6	1.7	1.8	0.1	−0.3	1 6	3.2	3 9	4 0	4 8	2 9
88	5 3	3 3	2 6	2.3	−0.2	−0.8	0 3	0 5	1 5	2.9	3 3	4 4	2 1
89	4 7	4 2	3 9	1.1	0.8	0 6	0 3	0 5	2 1	2 3	3 8	4.6	2 2
90	1.5	5 2	1.9	2.0	0 4	1.4	0.2	0.6	1.2	3.4	3 4	7.7	2.4
1886/90	4.5	4.4	3.0	1.6	0.4	0.2	0.1	0.6	1.9	3.0	3 5	4.9	2 4
1881/90	4.7	3.4	2 9	2 1	0 8	0 3	0.2	0 9	1 9	2 9	3.2	4.2	2.3

Tab. XI. Temperatur der Isar zu München.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1852	—	—	—	—	11.9	15 4	17.7	16.0	13.3	9.1	8.1	4.6	—
53	3.5	2 8	3.8	5.0	10.2	13.4	16.5	16.2	14.2	10.8	6.6	2.1	8.8
54	2.3	2.2	4.8	8.7	13.1	14.1	17.2	14.9	14.8	11.1	4.4	3.2	9.2
55	1.3	1.9	4.9	7.3	10 6	13.2	15.6	15.9	14 3	12.0	6.6	2.3	8.8
56	2.6	3.9	5.7	10.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4j. Mittel	2.4	2.7	4.8	8.0	11.5	14.0	16.8	15 8	14.0	10.8	6.4	3.1	9.2
1874	—	—	—	—	—	—	—	—	14.0	10.9	6.1	2.6	—
75	2.8	1.9	2.7	6.1	11.0	15.0	15.4	16.0	—	—	—	—	—
5j. Mittel	2.5	2 5	4.4	7.6	11.4	14.2	16.5	15.8	14 0	10.9	6.4	3.0	9.1

Unterschied zwischen der Temperatur der Isar und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1852	—	—	—	-	—0.8	—0.1	0.0	—0.1	1.0	2.4	1.2	2.5	—
53	3.6	5.9	5.9	0.2	—0.7	—1.7	— 1.0	—0.4	1.9	3.1	5.3	8.6	2.6
54	5.9	5.5	3.6	1.7	0.4	—0.2	0.3	—0.2	2.7	2.9	4.5	2.3	2.5
55	7.4	4.7	2.5	1.5	0.0	—1.8	—0.8	—1.0	2.2	1.6	5.9	7.8	2.5
56	4.3	2.5	5.1	2.0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4j. Mittel	5.3	4.65	4.3	1.35	—0.15	—0.95	—0.4	—0.4	1.95	2.5	4.2	5.3	2.3
1874	—	—	—	—	—	—	—	—	—0.7	2.5	7.5	5.5	—
75	2.4	8.0	3.8	—1.2	—2.9	—2.0	—0.9	—2.2	—	—	—	—	—
5j. Mittel	4.7	5.8	4.1	0 8	—0.7	—1.2	—0.5	—0.8	1.4	2.5	4.9	5.3	2.15

Tab. XII. Temperatur des Inn zu Tiefenbach (1878—1881) und Neubeuern (1881 -1890).

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1878	—	—	—	—	—	—	—	12 6	11.8	8.6	3.4	1.0	—
79	1.6	3.4	4.6	7 8	9.0	11.4	11.0	12 6	11.4	7.4	2.5	0.0	6.9
80	0 0	2.0	5.9	8.9	10 1	11 1	13 4	12 1	11 0	7.6	4 7	3.6	7.5
81	2.9	4.1	5 9	7.6	10.0	11.0	12.9	12.25	10.1	6.4	(5.1)	(3.1)	7.6
1879/81	1.5	3.2	5.5	8.1	9.7	11 2	12.4	12.3	10.8	7.1	4.1	2 2	7.3
1882	1.4	1.3	4.6	9.0	12 25	12.0	12.4	11.6	10 75	8.4	3.9	1.6	7.4
83	2.0	3.6	3.75	7 0	9.6	10.9	11 5	11.9	10.9	7.0	3.75	1.5	7.0
84	1.3	2.9	5 4	7 9	11 5	11.3	14.0	13.75	12.3	8.6	3.8	2.5	7.9
85	0 5	4.0	6.2	10.6	11.25	13.6	15.4	13.4	11.7	8.1	5.2	2.5	8 5
1886	0.5	3.9	4.6	10.0	12 0	12.1	14 75	14.0	13.0	9.9	5.9	2.5	8.6
87	0.5	1 9	5.1	9 75	10.25	13.1	15.0	14.1	12.25	7.4	4.9	2.25	8.0
88	1 75	2.9	5 0	7.75	11.5	12 4	12.4	13 25	11 9	6 9	4.6	2.25	7.7
89	1.1	2 0	4.0	7.75	11 25	13.5	13.5	13.5	11.0	8.25	5.0	1.6	7.7
90	2.9	2.1	5.9	9.1	12.4	12.5	12.1	12 4	10 75	7.6	5.5	2.0	7.9
1886/90	1 35	2 6	4.9	8.9	11 5	12 7	13.55	13 45	11 8	8.0	5.2	2.15	8.0
1882/90	1.3	2.7	5.0	8 8	11.3	12.4	13.5	13.1	11 6	8.0	4.7	2.1	7.9
1879/90	1.4	2.8	5 1	8 6	10 9	12.1	13 2	12.9	11 4	7.8	4.6	2.1	7.7

Unterschied zwischen der Temperatur des Inn und der Luft.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1879	2.7	1 85	1.0	−0.5	−1.25	-6 4	−5.4	−6.8	−2.8	0.5	2.5	11 8	−0 3
80	6.3	2 95	6 9	−0.9	−2.0	−5.1	−6.4	−4.6	−3.8	−1 4	0.1	0.6	−1 1
81	9.5	4 3	1.8	0.8	−1.5	−4.8	−7.0	−6.15	−2.2	1 5	(0.8)	(2.8)	−0 1
1879/81	6.2	2.9	1.0	−0.2	−1.6	−5.4	−6.3	-5 85	−2.8	0.2	1.1	5.1	−0.5
1882	2 0	2.5	−1.9	1.0	−0.7	−2.8	−4.7	−3.6	−2.8	−0.7	0.3	2 2	−0.7
83	2.4	1.7	4.4	0.3	−3.6	−5.7	−5.6	−4.4	−2.4	0.7	0 9	2.9	-0 75
84	−0.3	0.5	0 4	0.9	−1.6	−1.9	−4.3	−3.0	−1.3	1.4	2.7	2.2	0 4
85	[illegible]	2.9	3.2	0.8	0.3	−3 2	−2.5	−2.5	−1.8	0.8	1.9	3.9	0.9
1886	4 7	6.5	4.4	0.2	−1.8	−2.8	−2 9	3 4	-2.8	0.3	1.6	2 0	0.5
87	7.2	4 7	3 8	1.8	−0.5	−2.8	4 8	2 4	0 6	2.4	2.8	4.4	1.3
88	5 7	3.9	2 0	1.0	−1.4	−4.2	−3.4	−2.9	−1.7	0.6	2 5	3.1	0 4
89	4.4	4 0	4.5	0.5	−4.5	−4.6	−4.1	−2.7	-0.7	−0.2	2.4	5.1	0.3
90	1.4	6.8	2.0	1.2	−1.6	−1.9	−4.6	−5.2	−1.5	0 8	2.5	9.2	0.7
1886/90	4.7	5.4	3 3	0.9	−1.9	−3 3	−4.0	−3.8	−1.5	0.8	2.4	5.0	0 7
1882/90	4.0	3.7	2.5	0.9	−1.7	−3.8	−4.1	−3.8	−1.7	0.6	1 9	3 9	0.3
1879/90	4 6	3.5	2.0	1 6	-1.6	−3.85	4.7	−4.0	−1.95	0.5	2.7	4.2	0.2

Tab. XIII. Temperatur des Sillcanals zu Innsbruck.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	4 5	5.9	8 6	10 6	10.5	12.5	14.9	15.4	13.0	10.7	6.9	4.5	9.8
77	4.2	4.4	3 8	6.0	5.6	9 1	9 6	10.0	[illegible]	5.7	6 5	1.9	6 3
78	3 7	4.3	4.5	6.5	7.6	9 2	9.0	9.0	8.9	6.8	5 5	5.1	6.7
79	4 7	4 9	5.1	6.1	6 7	7.6	8.0	9.1	8.0	5.2	2.0	0 2	5.6
80	0.5	1.7	3.9	6.6	7.9	8 4	9.7	9.0	8.5	6.8	3.1	2 2	5.7
1876/80	3 5	4 2	5 2	7.2	7.7	9.4	10 2	10 5	9 3	7 0	4.8	2.8	6.8
1881	0.4	1 6	3.3	4.8	6 0	7.9	8.4	8 5	7.8	5.5	3.5	1.6	4.9
82	0.8	1.0	3 5	4.9	7.0	8.0	10.0	9.7	7.9	6.7	3.2	1.8	5.4
83	1 9	1.6	1.4	4 8	6.8	7.8	8.6	9.5	8 8	4.5	1.9	1 1	4 9
84	0.6	1.1	2.8	5.2	7 3	7.5	8.9	9 3	8.4	4.5	1.5	0.9	4 8
85	1.1	1.9	3 0	6 8	7.7	9.2	9.9	7.5	5.8	4.2	2 9	1.0	5 0
1881/85	1.0	1.4	2.8	5.3	7.0	8.1	9.2	8.9	7 6	5.1	2 6	1.8	5.0[1]
1876/85	2 2	2.8	4.0	6.2	7.3	8.7	9.7	9.7	[illegible]	6 1	3 7	2 0	5 9

Unterschied zwischen der Temperatur der Sill und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	10.1	8.1	4.2	0.4	0 8	−4.2	−8 4	−2.5	−0.4	−0.6	5.4	2.8	−1.7
77	2.9	2.9	1.8	−2.4	−5 6	−11.2	−7.6	−9.2	−8.7	−1.0	2 6	4.0	−2.2
78	9.0	5.4	2 5	−3 3	−6.7	−6.6	−8.2	−7.0	5 5	−3.2	3 9	8.9	−0.8
79	6 8	8.3	1 1	−1.0	−3.2	−9.7	−7.0	−9.3	−6.5	−1.8	1.3	9.8	−1 4
80	7 8	0.9	−2.1	−3.8	−3.7	−6 2	−9 1	−6.8	−5.6	−2.9	−0.2	0.4	−2.5
1876/80	7 3	4.1	1.4	−2.0	−3.7	−7.6	−7.1	−7.0	−4.3	1.9	2.6	5.2	−1.1
1881	8 9	−0 4	−1 4	−3.2	−6 0	−7.4	−10.6	−9 1	−4.8	−0 8	−0.3	1.4	−3 3
82	1.2	0.2	−3.2	−3.9	−6.6	−6.6	−6.8	−5 3	5 1	2 9	[illegible]	1.7	−3 0
83	1 3	−1.0	0.8	−2.6	−5.8	−7.1	−7.9	−6 6	−3.4	−2 6	−0.9	3.2	−2.7
84	2 5	1.2	−1.5	−2.3	−5.2	−8.6	−7.2	−5.9	−4.7	−1.7	2 4	3.1	−1.9
85	9.1	0.0	−0.1	−2.7	−1.5	−6 6	−6.5	−7.0	−6.8	−3.0	0.2	5.0	−1.7
1881/85	3.6	0.0	−1.1	−2.9	−5.0	−6 3	−7 8	−6.8	−5.0	−2.2	0.4	2.9	−2.5[1]
1876/85	5.5	2.1	0.2	−2.5	−4.85	−6.9	−7 4	−6.9	−4.7	−2.0	1.5	4.0	−1.8

[1]) Zur Untersuchung verwendet

Tab. XIV. Temperatur der Salzach zu Salzburg.

	Jan.	Febr.	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	0.9	2.1	6.3	7.4	8 0	11.7	12.5	14 0	11.1	9.7	5.6	5 4	7.9
77	4.4	4.9	5.8	8 2	10.0	11 6	12.8	14.0	10 6	6.8	5.0	3.1	8.1
78	1.8	2.9	4.0	6 1	8 3	10 4	13 8	14.0	11.5	7.7	3.1	1 7	(7.1)[1]
79	2.0	3.3	4.2	7.2	8.4	11 2	11 1	12.7	9.7	4.9	1.9	0 5	6 4
80	1 1	2.6	3 6	6.6	7.9	9.8	11.1	11.1	10.2	8 7	7.6	5.2	7.1
1876/80	2.0	3.2	4.8	7.1	8.5	10.9	12.3	13.2	10.6	7.6	4.6	[illegible]	7 3[2])
1881	1.1	3 2	3 4	4.8	5.7	9.0	11.6	12.4	4.5	1.4	0 7	—	–
82	0.0	0.0	2.1	4.0	6.4	8 3	10.7	8.4		–	3.0	1.2	-
83	0 0	0.2	0 0	–	8.5	10 6	12 7	12.1	10 8	–	–	–	-
84	–	-	–	–	8.9	9.1	12.0	12 1	11.5	8 7	6.0	3 3	—
85	1.8	3.6	4.7	7.2	9.0	13.8	16 0	15.1	12 3	9.4	7 0	4 8	8 7

Unterschied zwischen der Temperatur der Salzach und der Luft.

	Jan	Febr.	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	5.8	2.4	0 3	−5.1	−3.9	7 4	7 8	−6 5	4 2	1 7	4 8	3 3	−1 7
77	2.0	2·2	3 6	1 4	0.4	6 9	4 2	4 7	0 4	0 1	0 0	2 9	- 0 4
78	5 2	2 5	1 3	−2 9	5.6	-5 9	-2 7	−3 1	−2 6	2 7	1 4	4 3	(-0 9)
79	8 5	1 3	0.9	−0 8	2 4	−6 0	4 3	6 0	−5 0	2 0	1 6	12 4	0 6
80	7.4	4.8	−1.8	−8.7	−3.6	−5.6	−8.0	−5.2	−4.2	−0.6	2.5	1.5	−1.4
1876/80	4.8	2.5	1 0	-2.2	3.2	−6.4	-5.5	5.1	3 3	−1.4	2 0	4.9	−1.1[2])
1881	6 7	3 8	−1.2	−1.8	−6.1	−7 0	−8 5	−5 8	−7 9	-4 1	−4 1	–	–
82	0.8	−0.5	−4.5	−4.1	−6.6	−6.1	−6.8	−6.8	—	—	−1.2	1.6	—
83	1 1	−1 4	0 7	–	−4.3	5 0	4 2	−3.7	−2 5	–		—	
84	—	—	–	—	−6.1	−4.3	−7 5	6 1	−3 6	0 7	5 0	2 5	—
85	7 1	0 1	0 6	4.8	−2 9	−4 7	−3 2	2 2	−2.3	0.4	2 5	5.3	0 35

Tab. XV. Temperatur der Theiß zu Szegedin.

	Jan.	Febr.	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
1876	0.1	0.0	5.6	13 5	13 9	20 2	20 4	20 2	14 6	10.4	0.5	1 9	10.1
77	0.1	0 0	1.5	6.9	10 9	19 0	19 0	20 0	17.0	10.7	6.2	2.8	9 5
78	0.2	0.4	3.0	10.7	16.8	20 2	20.1	20 7	18.8	12 5	5 9	0 2	10.7
79	0.0	1 1	—	—	—	—	22.1	24.2	20 7	11.8	4.4	0.8	
80	0 2	0 2	1.1	1.2	16.2	—	23.5	20.8	17.9	13.4	10 0	6 8	— [1])
1875/80	0.1	0 3	(2.5)	(10.6)	(14.5)	(19.8)	21.0	21.2	17 8	11 8	5 3	2.3	10 6
1881	1.0	0.2	3.3	-	14.5	–	21 6	21.0	17.2	11 1	-	4 7	
82	0.0	0.2	5.0	9 5	14.0	16.5	19 0	17.7	16.5	14.4	6.8	2 9	10 2
83	2 2	1.4	1.4	6 0	12 7	18 5	20.4	17.7	14.9	17.4	10.0	2 3	10.4[4]
84	2.2	2 7	4.8	10.0	17.8	18.4	21.9	20.8	18.1	12.0	4 2	0 8	11.1
85	1.2	2 6	4.8	11.6	15.6	18.8	24 4	20.2	15.0	13.1	7 1	2 1	11 4
1881/85	1.3	1.4	3 9	9 3	14 9	18.0	21.5	19.5	16.3	13 6	7.0	2.6	10 8
1875/85	0 7	0 9	3.1	9 9	14 7	18.8	21.2	20 3	17.1	12 7	6 1	2 3	10 7
	1.1	1.4	4.3	10 1	14 8	18 5	21 2	19.8	15.8	13.5	5.7	2.0	10.6[5]

[1] Sept interpoliert [2]) Zur Untersuchung verwendet [3] Nov u Dec zu hoch. [4] October u Nov zu hoch [5]) Mittel aus 1876 und 1882—1885

Unterschied zwischen der Temperatur der Theiß und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	6.6	0.0	-2.7	−1.4	0 3	−0.7	−1.4	−2.3	−1.1	−3 6	− 0.2	2 4	−0.7
77	1.8	2 4	4 5	3 6	−3 4	-1.5	2 6	—	−3.0	−2.2	0.2	1.8	-
78	3 4	1.3	−1.4	−0.7	−0.1	0 3	—	—	− 0.3	−0.9	−1 9	0.1	−
79	1.7	−3 3	—	—	—	—	1.6	2 6	2 2	1.8	2 5	9.9	-
80	5 4	2.2	−2 3	−13.9	0 7	—	−0 4	2.2	1.3	2.3	3.9	3.8	−
1876/80	3.1	−1.0	−2.7	−4.8	−0.6	−0.6	−0.75	0.8	−0.2	−0.5	0.9	2.5	−0 3
1881	5 0	-1.4	−2.2	—	−1 5	—	−0 4	0 5	1.2	1.9	—	4 7	—
82	−0.5	−1.2	−5.3	−2.1	−2.4	−1.2	−3.5	1 0	−1.0	−1.8	0.3	0.1	1.6
83	4.1	0.4	−0.2	−3.4	−3.7	−1.6	−2.0	−2.9	−1.4	6.0	4.6	2.5	0.2
84	1.7	−0.4	−1.9	−0 2	0.5	1.0	0.7	1.4	1.0	2.1	3.2	−0.5	0 7
85	2.7	−0.2	−2.0	−2.3	−0.1	−2.6	2.1	0.4	-2 4	0.8	0.6	5.5	0.2
1876 80	2.6	−0.6	−2 3	2.0	−1.4	−1.1	−0.6	0.5	−0.5	1.8	2.2	2.5	0.0
1881 85	2.8	−0.8	−2.5	−3.4	1.1	−0.9	−0.7	0.0	−0.35	0.6	1.5	2.5	0.2
	2.9	−0.3	−2 4	−1.9	−1.1	−1.0	−0 8	−0.9	−1.0	0.7	1.7	1.0	−0.3[1]

Tab XVI. Temperatur des Košavabaches zu Sarajovo.

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1880	0 9	0.9	1 7	7.3	13.0	20 5	23.3	14 4	11.5	9 6	6.3	1.2	9.2[2]
81		1 3	3 7	8 0	13.1	13.0	16.2	18 1	13 2	8 5	3 5	2 4	—
82	0.8	1 4	3.7	6.2	7.9	10.9	13.9	11.9	10.8	7.7	-	3.1	
83	0.8	1.3	1 3	4 3	10.4	16 6	16.6	16.7	13.4	12 6	11 6	10.8	9.7[3]
84	10 5	9 6	7 4	6.6	9.9	11.2	16 1	14.4	11.1	10 1	4 8	2.3	9.5[4]
85	2.6	3.3	3.4	6.7	8.0	13.9	14.8	15.6	12 4	10 1	6.3	—	—
1881 85	3.65	3.4	3.9	6.4	9.9	13.1	15.4	15.3	12.2	9 8	6.55	4.65	8.7
1880 85	3 1	3.0	3.4	6.5	10 4	14.35	16 7	15 2	12.1	9.8	6 5	4.0	8.75
	1.0	1 4	3.4	6 5	10.4	13 1	15 4	15 2	12 1	9 8	5.2	2 25	8.6[5]

Unterschied zwischen der Temperatur des Košavabaches und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1880	7.0	1.9	−1 0	−4 4	0 9	2 7	1.7	−2.9	−2.6	−1.5	−0.1	0.4	0.0
81	-	1.0	2.3	1 6	0.3	2 8	-3 3	−1.9	−1.0	−0.2	3 2	4 4	—
82	2.9	4.1	−2.4	−2 0	−5.4	−5.3	−5.0	−4.5	−5.3	−4 3		2.4	−
83	4.1	1 8	0 7	−2.5	−2 2	0.2	−2 8	-1.6	-0 7	3 7	7 4	14 8	1 9
84	13.6	9.8	3 4	3 2	-4 6	2 8	1 2	1 1	−2 5	2 6	6 7	3.9	2.05
85	4.4	1.4	−1 1	−4 7	5 4	3 5	4 7	−2.5	−1.9	−1.4	0.3	−	
1881 85	6.25	3.6	0 6	2.2	3 5	2 8	-3 4	−2 3	−2 3	0 1	4.4	6.4	0.4
1880 85	6 4	3.3	0 3	−2 6	−3 0	−1 9	−2.55	−2.4	−2.3	−0 2	3.5	5 2	0.3
	3 7	2 0	0 3	−2.6	−3.0	2 8	−3 4	−2 4	−2 3	0 2	2 0	2.2	−0 6[6]

[1]) Mittel aus 1876 u 1882—1885 [2]) Juni u Juli zu hoch [3]) Nov. u Dec. zu hoch [4]) Jan., Febr. u März zu hoch [5]) Letzte Reihe unter Ausscheidung der zu hohen Werte Juni u. Juli 1880, Nov. u Dec. 1883, Jan. u Febr 1884. [6]) Letzte Reihe unter Ausscheidung der zu hohen Werte Juni u. Juli 1880, Nov u. Dec. 1883, Jan. u Febr 1884

Tab. XVII. Temperatur der Etsch zu Trient.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	1.7	5.9	8.6	—	—		13.3	15 2	13 2	12.1	5 3	3 9	—
77	3.4	2.7	5.6	9.8	11 7	13.8	15 0	15 3	12.1	8.5	7.3	4.4	9 1
78	2.9	5 6	4 5	12 5	14 6	14 3	16.7	16 5	14.3	11 8	—	6 6	—
79	(7.1)	6.6	10 0	12.7	12.8	15 2	14.7	16.2	14 1	—	5.4	2 1	— [1]
80	1.8	4.9	9.2	13.0	13.7	13 7	16 3	15.2	14.0	9.8	4.9	3 2	10 0
1876/80	3 4 (2 45)	5 5	7.6	12.0	13.2	14 3	15 0	15.5	13 6	10 6	5.7	4 0	10.0 [2]
1881	1.5	3.9	8.3	11.4	11 3	13.9	18 1	—	14.0	9.1	7.1	6.3	
82	4.7	5.1	9.2	10.7	13 0	14 0	16 0	14.5	-	9.2	5.3	4.0	--
83	3 6	5 9	6 2	10 9	14 0	14.9	15.2	16.3	14.3	11.8	6 3	0.5	9.95
84	1 6	4.2	6.8	8 6	10.9	11 9	15 0	15 8	13 7	9.2	3.8	2 4	8.6
85	1 3	1.9	7.4	10.2	9.6	14.1	15 3	15.8	12 9	9.3	5.6	2.8	8.9
1881/85	2.5	4.2	7.6	10.4	11.2	13 8	15.7	15.5	13.7	9 6	5.6	3 2	9.4
1876/80	2.9 (2.5)	4.9	7.6	11.1	12.2	14 0	15.4	15 5	13 6	10 0	5 7	3.6	9 7 [2]

Unterschied zwischen der Temperatur der Etsch und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	0.8	3.9	0.4	–		—	−10.5	−7.6	−3.9	−2.5	0.1	0.3	—
77	−1.6	2.1	1.3	−3.1	−4.2	−9.7	−7.2	−8.3	−4.7	−1.6	1.1	1.9	−3.4
78	3.1	1.2	−3 5	−0.7	−4.2	−6.7	−6.9	−7.1	−5.0	−1.8	—	6 8	—
79	(6.4)	4.6	1.8	1 6	−0.9	−6 6	−6 1	−7 8	−5.0	—	1 5	5.5	
80	5.5	1.6	0.3	−1.1	−3.7	−5.5	−8.9	−6.1	−4.4	−4.3	−1.4	−0.8	−2.4
1876/80	2.8 (1.95)	1.8	−0 5	−0.8	3.25	−7.1	−7.9	−7.4	−4.5	−2 55	0.8	2 7	−2 2 [2]
1881	2.3	−0.1	−1.1	−1.4	−6.1	−7.0	−7.6	—	−2.4	−1.0	1.0	2.9	—
82	1 9	0.6	1 5	1.2	−4.9	−6 6	7.4	7.0	—	−4.0	−0.6	1.4	—
83	0.9	0.0	0.4	−1 4	4 1	−5.6	−6.2	−6.2	−3.4	−0.1	0.9	−0.2	−2.1
84	1 0	0.2	4.4	−4 4	8.0	−5.9	−8.4	−5.9	−4.8	1.0	−0.7	0.1	−3.7
85	3.8	−1.3	−1.2	−2.8	−5 6	−8.2	−8.9	−6.3	−4.5	−1.9	−1.7	1.9	−3.4
1881/85	1.5	−0.2	−1.6	−2.2	−5.7	−6.7	−7.7	−6 35	−3.8	−1.6	−0.2	−1.2	−2.8
1876/85	2.2 (1.7)	0.8	−1 0	−1.45	4.6	6.9	7.8	−6.9	4.2	−2.0	0 0	2.2	−2 5 [2]

Tab. XVIII. Temperatur der Rhône zu Genf.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1853	6 7	5 6	5.3	7 15	10.6	12 7	17 0	18 3	15.3	12 75	10 8	6 15	10 7
54	4 1	3 7	6.65	10 5	11 0	14 0	17 3	18 9	18.1	13.9	9.2	6.1	11.1
55	4 3	4 2	5 2	8 1	9.9	14.1	15 1	18 45	18 8	13.9	10.3	5.9	10.7
56	5.0	5 4	6 75	8 6	8 9	13 7	17 7	19.4	14.3	13 6	8 75	5.9	10 7
57	4.6	4 4	6 1	8.1	12.0	14.8	18.9	20 0	18 8	15.0	11.2	7.7	11.8
58	4 6	4.4	6.0	10.1	10.2	18.7	16.3	17.8	18.5	15.1	8.9	7 1	11.5
59	4.9	4 9	6 7	8.2	10.8	15 7	21.2	21 4	15 7	15.25	8.8	[illegible]	11 6
60	5.2	4 1	4.95	7.35	10 4	12.4	17.6	14.15	15.5	12 7	9.4	6 8	10.0
1856/60	4 9	4 6	6 1	8.5	10.5	15 1	18.3	18.55	16 6	14 3	9 4	6.65	11.1

[1] Januar u. Febr. zu hoch. [2] Januarmittel berechnet aus den Jahren 1876/78 und 1880. [3] Ebenso aus den Jahren 1876/78 und 1880/85.

	Jan.	Febr.	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct	Nov.	Dec.	Jahr
1861	4 2	4 0	5.8	8 2	11.8	14 7	16 2	21 1	16 5	15 8	9 05	7.5	11 2
62	5 4	5 0	6 9	10.0	13.1	15 5	17.65	19.1	17.5	14.6	11 0	7 95	12 0
63	5 9	5 8	6 4	10 4	13.6	14 7	19.5	19.5	15.2	14.3	10 1	7 7	11 9
64	4 45	4 5	6.8	9 1	12 5	14.7	19.6	19.3	16.8	14.0	9 3	6.2	11 4
65	5.1	4.8	4 8	9.6	13 8	17 5	16 9	17.8	19.5	14 3	10 8	7.5	11.7
1861 65	5 0	4 7	6.0	9.5	13.1	15.4	18 0	19.8	17 1	14 6	9.95	7 4	11 7
1866	5.9	6.4	6.6	8 6	11.0	16.8	16.15	14 6	15.7	16 5	10.5	7 75	11 5
67	5.85	6 4	6 5	7 6	10.7	15 8	16.1	19.6	18.9	12.1	9 4	6.0	11 25
68	4 1	5 3	6 3	7.9	14.3	17.6	20 2	18 8	19.8	14 75	9 6	8 0	12 2
69	6.0	6.1	5 8	9 5	11.7	14.7	20.1	18.3	16 4	14.8	8.7	6.5	11 5
70	4.9	4.5	5.7	9.2	13.5	18.2	20.1	19.1	15 4	11 1	8.4	5.8	11.8
1866 70	5.35	5.7	6.2	8 6	12 2	16 5	18 5	18.1	17.1	13.75	9.3	6 7	11 5
1871	3 5	4.4	[illegible]	7.6	12 1	13.3	16 3	18 8	18 2	12.7	9.1	4.1	10 5
72	4.0	4.6	8.4	8 6	10.4	14 7	19.5	17.7	17.4	13.5	9 5	7 25	11.1
73	6.6	5 4	6 9	9 0	11.2	14.9	19 0	21 3	15.8	14 0	10.8	6.6	11 7
74	5 3	5.1	6.7	10 1	12 4	17.8	20.5	16 8	16.75	14.05	10.1	6 3	11.8
75	5.1	4 6	6 0	8.4	13.8	17.0	17.05	19.4	18.7	13.5	8.8	6 0	11.5
1871-75	4 9	4 8	6.4	8 7	12 0	15.4	18.5	18 8	17.3	13 55	9.6	6 05	11 3
1876	4 7	4 6	5.6	7.7	9.4	14.15	18.9	19 0	13.8	15.3	10 9	8.4	11 0
77	6.9	6.6	6.1	8 75	10 3	17 2	16.4	19 45	17.4	12 65	[illegible]	6.9	11 5
78	5.0	5 8	6.4	7 4	9 5	14.15	18.0	17.2	17.6	13.4	7.6	6.0	10 6
79	4 65	4 8	6.7	7.6	9.9	11.9	12.7	17.5	18.5	13 6	8.95	4.1	10 1
80	3.2	3.6	6.9	9.6	11.7	12.45	17 3	17.15	17 5	14 3	9 9	8.3	11 0
1876 80	4 9	4 9	6 3	8.2	10.2	14 0	16.7	18.1	16 8	13.85	9 4	6.7	10 8
1881	5.4	5.6	7.0	9 5	11.6	15.7	19.5	17 4	15.15	10 0	9.6	7.5	11 2
82	5.5	5.9	7.5	9.5	12.0	13 5	16.1	16.4	15.5	13 2	7.7	7.05	10 8
83	6 5	6 3	5.9	8 7	11.6	14.8	15 2	17.8	15.8	11 5	8 8	6 6	10 8
84	6.1	5 9	6.95	9 4	13 2	14 6	19 5	20.5	16.7	13.45	9 5	6 15	11 8
85	5.2	5.3	6.1	9 2	9 6	16.6	20 7	20 4	16.5	11 6	8 7	7.1	11 45
1881 85	5.7	5.7	6 7	9.8	11 6	15 0	18 2	18 4	15 9	11.95	8.9	6.9	11.2
1886	4 8	4 15	5.5	8.5	10 2	13.1	17.7	17.9	19 8	13.8	10.4	6.7	11 05
87	4.8	3.9	5.4	7.8	9 45	16 9	20 0	19.3	16.55	11.0	8.1	5 85	10 8
88	4 3	3 65	5 3	6 8	12 0	15.0	13.25	17.45	18.65	12.1	9 9	7.3	10 5
89	5 0	4 45	5.3	7.7	12 8	16.7	17.5	16.3	16 65	12 5	10 55	5.4	10 9
90	5.25	4 6	5.5	8.4	11.7	15.4	15.9	18.6	16 5	12.45	8.65	5.8	10.7
1886 90	4 8	5.0	5.4	7.8	10.2	15.4	16.9	17.9	17.6	12 4	9.5	6 1	10 8
1853 90	5.1	5.0	6 1	8 6	11 3	15.1	17.8	18 4	17 0	13.5	9.5	6 6	11.2

Unterschied zwischen der Temperatur der Rhône und der Luft zu Genf.

	Jan.	Febr.	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct	Nov	Dec	Jahr
1853	3.55	5 9	4 8	−0.2	−0.8	−2.9	−1 4	0 1	1.7	3.0	5 4	8.0	2 3
54	3 7	4 7	2.1	0.8	−2.0	−1 6	0.7	2 3	3.4	3 6	5 85	3 4	2 1
55	5 9	2 4	0 6	0.3	−1 2	−1.6	−2.6	−0 6	3 5	2 6	6 3	3.8	2.0
1856	2.6	2 2	2.1	−1 3	−2.0	−3 1	0 2	−0.5	1 0	3 5	6 5	4.9	1.3
57	4 8	4 6	2 0	0 7	−0.7	−1.35	−1.6	1 8	2.8	4 3	6.2	7.1	2 6
58	7.1	3 8	2.2	−0.9	−0 8	−0.4	−0 6	1.8	2 4	4 8	5 9	5 0	2 5
59	5.0	2 9	−0.2	−1.0	−1 9	0 5	−1.05	0 7	0.9	4.15	4 4	6.7	1 6
60	2 0	5.4	1.7	0.3	−3 7	−3 45	1 0	2 2	2 3	3 4	5.9	5.8	1.5
1856 60	4.3	3.8	1.6	−0 4	−1.8	−1.8	−0.5	0 3	1 9	4 0	5 8	6.2	1.9

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1861	6.8	1.7	0.2	0.5	2.0	-2.3	-1.1	1.15	1.4	4.0	8.45	7.0	1.7
62	4.5	3.6	0.0	1.4	2.3	-0.95	-2.3	1.4	2.5	2.6	4.4	5.9	1.5
63	3.5	4.1	1.7	0.1	0.7	2.3	0.3	0.1	1.5	3.7	4.55	6.1	1.9
64	7.7	4.15	0.1	0.2	-1.45	-1.1	0.2	1.4	2.6	5.1	4.7	7.2	2.6
65	2.55	4.0	3.7	-3.2	-2.15	-0.3	-3.0	0.2	2.9	3.4	3.9	7.2	1.6
1861-65	5.0	3.5	1.15	-0.9	-1.7	-1.4	-1.2	0.8	2.2	3.8	4.2	6.7	1.8
1866	2.5	0.5	1.7	1.3	-0.5	-1.8	-2.4	-1.7	0.0	5.45	5.75	4.8	1.1
67	4.9	0.6	1.1	2.1	2.5	1.1	-1.8	0.6	2.9	3.8	6.2	6.3	1.6
68	4.8	2.0	2.0	0.7	-3.5	0.5	0.9	0.2	2.7	4.45	6.7	1.0	1.7
69	5.1	0.7	3.4	-0.9	-3.0	-0.2	-0.6	0.6	0.85	6.1	3.8	6.0	1.8
70	1.75	4.55	2.0	-0.3	-1.8	-0.6	-1.45	2.4	1.6	1.3	3.8	7.4	2.0
1866-70	4.4	1.7	2.0	-1.05	-2.3	-0.8	1.1	0.4	1.6	4.2	5.2	5.1	1.6
1871	6.3	2.4	0.75	-2.5	-1.2	-0.6	-3.05	0.1	0.9	3.6	7.1	8.65	1.9
72	3.1	2.6	0.3	0.9	-1.9	-1.6	0.2	0.45	1.5	3.5	2.1	3.8	1.1
73	4.5	3.85	-0.2	1.2	-0.6	-1.9	1.8	1.4	0.9	3.4	4.9	6.4	1.8
74	5.2	3.6	1.7	-0.55	2.0	-0.2	-0.4	-0.2	0.5	4.25	6.6	6.6	2.4
75	2.6	5.2	1.8	-0.6	-1.6	-0.8	-0.3	0.2	0.6	4.3	3.5	6.8	1.8
1871-75	4.3	3.5	0.9	-0.7	-0.7	-1.0	-1.15	0.4	0.9	3.8	4.8	6.4	1.8
1876	5.9	1.5	0.25	-1.0	-1.4	-2.05	-1.1	0.3	0.1	3.2	7.2	3.5	1.3
77	3.0	2.25	1.8	0.05	-1.0	-1.9	-2.2	-0.2	3.9	4.8	3.0	4.3	1.5
78	5.7	3.4	2.0	1.5	-4.8	-2.1	-0.5	-1.0	2.7	2.9	4.2	7.3	1.5
79	4.8	1.35	0.7	0.7	-0.3	-5.2	-3.5	2.2	3.6	4.95	6.8	10.15	1.9
80	6.95	1.7	0.4	0.3	-0.6	-2.3	-2.7	-0.3	1.8	2.9	3.8	2.6	1.1
1876-80	5.3	1.9	0.9	-0.4	-1.5	-2.7	-2.0	-0.8	2.4	3.7	5.0	5.6	1.4
1881	5.9	2.1	0.2	0.5	-1.2	-1.0	-2.4	-1.9	2.1	4.9	3.75	6.8	1.6
82	5.5	3.3	0.4	0.5	-1.2	2.1	-0.8	-0.6	2.3	2.7	1.5	4.9	1.4
83	4.6	2.0	3.7	0.4	2.1	-1.15	-2.25	-0.9	1.8	2.7	3.0	6.0	1.55
84	3.2	1.7	0.0	0.75	-1.4	0.1	0.3	1.5	1.5	4.2	6.5	3.6	1.8
85	7.1	0.4	0.5	-0.4	-1.9	-1.4	0.5	1.8	2.3	2.8	2.7	5.0	1.0
1881/85	5.4	1.9	1.0	0.4	-1.6	-1.1	-1.3	0.1	2.0	3.5	3.5	5.2	1.6
1886	5.5	4.0	0.9	-2.0	-3.25	-2.8	-1.9	-0.55	2.6	3.0	4.4	4.2	1.2
87	7.15	4.4	2.9	0.85	1.4	1.1	-1.1	0.9	2.5	4.3	4.3	4.9	2.2
88	5.5	4.3	1.1	0.4	2.6	-2.4	-3.55	0.5	3.0	5.05	4.0	6.5	1.7
89	5.4	4.3	2.8	-0.4	-1.4	-1.0	-0.9	1.2	3.0	3.25	5.6	6.5	2.1
90	3.9	5.5	0.8	0.1	-2.2	-1.1	1.7	0.9	2.6	4.5	4.6	8.5	2.2
1886-90	5.5	4.5	1.6	-0.7	-2.2	-1.7	-1.8	0.1	5.7	4.0	4.6	6.1	1.9
1853-90	4.9	3.1	1.4	-0.5	-1.6	1.5	-1.3	0.2	2.0	3.8	4.8	5.9	1.8

Tab. XIXa. Temperatur der Rhône zu Lyon.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1870	3.2	4.1	6.9	11.7	16.5	20.1	21.3	19.6	16.3	12.05	8.1	4.0	12.0
1871	2.55	6.1	8.6	11.1	15.7	15.7	19.7	20.8	19.7	12.75	7.05	1.6	11.8
72	4.7	3.1	8.7	11.4	13.1	16.8	21.1	18.5	18.1	11.9	9.0	7.0	11.95
73	5.8	4.9	8.8	10.4	13.6	17.2	21.3	22.0	15.8	13.3	8.4	4.4	12.2
74	4.3	4.3	7.6	12.2	13.4	19.3	22.0	17.7	18.05	12.3	6.8	4.2	11.85
75	5.1	3.0	6.9	10.5	15.7	18.3	18.25	20.85	20.0	12.1	8.0	3.6	11.9
1871-75	4.5	4.3	8.1	11.1	14.3	17.5	20.5	20.0	18.3	12.5	7.65	4.2	11.9
1876	2.6	4.6	7.2	10.1	11.6	16.5	20.8	20.2	14.2	14.1	8.4	5.5	11.3
77	6.0	3.0	6.6	10.5	12.4	18.4	18.2	19.8	16.7	11.0	8.5	5.0	11.3
78	3.2	5.1	7.05	9.55	13.6	16.7	27.4	18.8	17.9	14.6	6.5	3.2	11.3
1870-78	4.2	4.2	7.6	10.8	14.0	17.7	20.3	19.8	17.4	12.6	7.9	4.3	11.7

Unterschied zwischen der Temperatur der Rhône und der Luft zu Lyon.

	Jan.	Febr	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1870	0.1	0.85	0.4	−1.2	−1.6	−0.6	−3.7	−0.7	−2.2	−0.95	0.55	6.4	0.2
1871	3.75	−0.5	−0.4	2.3	0.9	−0.9	−4.0	−1.8	1.2	0.55	3.45	6.15	0.2
72	0.3	−5.1	−0.8	−0.6	−1.7	−2.8	−2.0	−1.75	−0.7	−0.4	−0.8	−0.2	−1.8
73	−0.5	0.7	−1.6	0.0	−0.95	2.4	2.6	1.0	1.4	0.6	1.2	2.6	−0.55
74	0.2	0.2	0.1	−1.6	−0.4	−1.9	−2.4	−4.15	−1.45	−1.5	0.6	3.4	0.7
75	−0.2	1.7	0.05	−1.8	−3.4	−1.5	1.75	−1.15	−0.1	0.5	0.9	3.2	−0.3
1871/75	0.7	−0.6	−0.4	−1.3	−1.5	−1.9	2.55	−2.0	−1.0	−0.3	1.2	3.0	0.55
1876	2.5	−0.5	0.5	−1.2	2.0	−2.5	2.4	2.4	2.6	−1.2	1.0	2.1	1.2
77	−0.7	−3.6	0.2	−1.5	1.7	−4.1	−3.55	2.1	0.6	0.6	−0.4	1.2	1.35
78	2.6	0.9	0.15	−2.9	−3.4	−3.0	−1.1	−2.8	0.1	−0.1	0.1	–	—
1870/78	0.9	−0.6	−0.2	1.5	1.8	−2.2	2.6	2.0	1.0	−0.8	0.8	(2.6)	−0.7

Tab. XIX b. Temperatur der Saône zu Lyon.

	Jan.	Febr.	Marz	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1870	2.2	2.4	6.6	12.4	18.7	22.2	24.0	21.4	18.6	13.8	7.2	2.8	12.7
1871	—	5.1	8.15	12.3	16.5	18.0	22.2	23.1	20.6	12.15	5.15	0.4	—
72	2.9	6.3	8.5	11.5	14.3	19.1	23.6	21.5	19.2	11.9	8.4	6.0	12.8
73	5.4	3.7	9.3	11.6	14.7	19.35	24.3	23.5	17.7	14.0	7.8	3.8	12.9
74	3.9	4.0	7.9	13.9	15.1	20.9	24.5	19.95	18.8	14.2	7.5	3.4	12.8
75	4.2	3.0	6.9	11.9	19.7	21.6	21.1	22.4	20.5	12.6	8.2	2.4	12.9
1871/75	(4.1	4.4	8.15	12.2	16.1	19.8	23.1	22.1	19.4	13.0	7.3	3.2	12.7
1876	2.35	4.8	7.4	11.5	14.1	19.9	23.2	23.0	16.15	14.8	7.9	7.0	12.7
77	5.95	3.05	6.0	12.0	14.0	21.2	21.7	22.1	17.3	10.5	8.5	3.85	12.2
78	2.2	3.6	6.8	10.6	16.6	18.6	22.4	21.0	17.65	13.2	5.6	(2.0)	11.7
1870/78	3.65	4.0	7.5	12.0	16.0	20.1	23.0	22.0	18.5	13.0	7.3	3.6	12.6

Unterschied zwischen der Temperatur der Saône und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct	Nov.	Dec.	Jahr
1870	−1.1	−0.85	0.1	−0.5	0.6	1.5	−1.0	1.1	0.1	0.8	−0.35	5.2	0.5
1871	—	−1.5	−0.85	−1.1	−0.1	1.4	−1.5	0.5	−0.3	−0.05	1.55	4.95	—
72	−1.5	−1.9	0.5	−0.5	0.5	0.5	0.5	1.25	0.4	−0.4	−0.9	−1.2	0.5
73	−0.9	−0.5	1.1	1.2	0.15	0.25	0.4	0.5	0.5	0.1	0.1	2.0	0.2
74	−0.2	−0.1	0.4	0.1	1.3	0.3	0.1	−1.9	−0.7	0.4	1.3	2.6	0.25
75	−1.1	1.7	0.05	−0.4	0.6	1.8	1.1	0.4	0.4	1.0	1.1	2.0	0.7
1871/75	(−0.9)	−0.5	−0.4	−0.1	0.3	0.4	0.1	0.15	0.1	0.2	0.6	2.1	0.2
1876	2.25	−0.3	0.3	0.2	0.5	0.9	0.0	0.4	0.65	0.5	0.5	−0.6	0.2
77	−0.75	−3.55	−0.4	0.0	−0.1	1.3	−0.05	0.3	1.2	0.1	−0.4	0.05	−0.4
78	1.6	−0.6	0.1	1.65	−0.4	−1.1	0.9	−0.6	0.15	−0.9	−1.0	—	—
1870/78	(−0.2)	−0.8	−0.3	−0.3	0.2	0.2	0.05	0.2	0.1	0.1	0.2	1.9	0.1

Tab. XX. Temperatur des Loir zu Vendôme.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1851	6.1	5.6	8.0	12.2	14.8	19.5	20.2	21.1	15.6	12.7	5.4	4.3	12.1
52	5.1	5.7	7.0	11.8	17.0	18.3	23.5	19.8	17.0	11.4	10.6	7.8	12.9
53	6.5	4.2	6.4	11.3	15.3	17.6	20.6	19.9	16.4	13.0	8.5	2.9	11.9
54	4.1	5.3	8.7	13.4	14.4	16.5	20.0	19.9	17.9	12.8	6.8	5.8	12.1
1851/54	5.5	5.2	7.5	12.3	15.3	18.0	21.1	20.2	16.7	12.5	7.8	5.2	12.3

Unterschied zwischen der Temperatur des Loir und der Luft.

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1851	1.3	2 2	1 2	2.8	3.1	2.2	2 9	2.8	2 0	1 9	2.6	3 0	2 3
52	0 4	1.7	1.2	2.1	2.7	3.1	2 1	2 4	2 5	1.6	0.7	0.3	1 7
53	0 3	3 2	2.5	1.8	2 2	2 3	2.9	1.9	1 9	1.6	2.8	3 1	2 2
54	0 7	2 0	1.6	1.5	2.5	2.4	2.1	2.7	1.8	1.2	1.8	0.4	1.7
1851-54	0.7	2.8	1.6	1.9	2.6	2 5	2 5	2.3	2.0	1.6	2.0	1.7	2.0

Tab. XXI. Temperatur der Seine zu Paris.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1871	1.2	6.2	6.7	13.1	16.3	17 8	21 7	22.5	19.7	12.0	5.8	2.5	12.3
72	6 1	8 1	9 6	12.6	16 0	20 4	23 4	21.0	18 5	12.6	9.2	6 7	13 7
73	5.8	4 7	9 3	12.0	15 0	18 8	22 7	21.7	16.9	13.5	8 5	5 3	12.85
74	5 8	5 8	8.5	13.7	14 8	20 9	24 6	20.8	18 6	13 8	9.0	4 3	13 4
75	5.6	4.4	8.2	12.8	18.6	20.0	20 4	22.1	20 3	13.0	8.5	4.2	13.2
1871-75	4.9	5.8	8 9	12 8	16.1	19 6	22 6	21.6	18.8	13.0	5.2	4.6	13.1
1876	3 1	6.3	8 2	12 7	14 7	19.5	23.4	22 0	16 5	15.1	9.0	7.9	13.2
77	7 1	7.3	7 1	12.0	13 6	22.2	20 5	20 5	16.0	11.5	10.0	5.2	12 75
78	4 0	6 1	8.4	12 4	16 6	20 0	22.2	20 8	17 8	13 4	6 5	3 8	12 7
79	3 5	5.9	8.5	10.9	13 6	18 9	18 4	21.2	17 7	12 5	6 7	0.4	11.5
80	1 8	5.5	10.5	12.5	16.0	18.6	22.4	21.1	18 4	12 3	6.9	8.1	12 8
1876/80	3 9	6.2	8 5	12 1	14 9	19 8	21.4	21.1	17.3	13.0	7.8	5 1	12 6
1881	2 2	6.4	9.9	12 2	15.2	19.1	23.1	19.2	16 6	10 9	8.5	4.9	12.35
82	3.7	4.5	10 0	12.9	16.5	18 6	20.2	19 2	16.8	12.9	8 5	4 9	12 35
83	5 7	6.4	5.7	11.4	16.7	19.5	20 4	20 2	17.4	12.1	8.4	5.1	12.4
84	6 2	7.1	8.7	11.2	17.0	18.2	20 7	22 4	18.5	12.1	7.5	5 3	12 8
85	2.2	7.2	7.6	12.1	14 0	20 8	21.9	19 8	17.1	11 2	10 6	4.8	12.4
1881-85	4.0	6.3	8 4	12.0	15 9	19.2	21.3	20 2	17.2	11 8	8 7	5.0	12.5
1886	3.0	4.0	6 7	12.6	16.7	17.8	21.6	20.7	20.1	14.1	8.8	4 5	12.5
87	2 5	4 0	6 3	10.4	12.0	19.0	21 6	20 5	16.5	8.9	6.7	4.8	11.1
88	3 0	2.9	5 5	9 6	16.0	19.2	18.2	18 6	17.3	10 3	9.0	5 0	11.2
89	3 1	3 7	5 8	10.5	16 6	20.7	20.3	19.4	17 2	11.7	8 2	3 2	11.7
90	5 6	4.0	7.2	11.3	16.8	18.5	19.1	19.9	17.8	12.8	8.1	0.8	11 7
1886-90	3.2	3 7	6 3	11.0	15 5	19.0	20 2	19.8	17.7	11 5	8.2	3 6	11.6
1874-88	4 0	5.6	8 0	12.0	15.5	19 5	21.3	20.6	17 7	12.3	8.3	5.0	12 5

Unterschied zwischen der Temperatur der Seine und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov	Dec.	Jahr
1871	2.0	−0.1	0 2	—	3.9	3.0	2 6	2 4	2.6	1 8	2.3	2.5	—[1]
72	1 1	0 5	0 1	1.5	2 5	3.1	2 5	2.4	1.6	1.7	0.7	−0 2	1 5[1]
73	0 4	2 1	0 7	2 2	2.8	1.6	2 3	2 4	2 2	2 3	0.7	1.6	1.8[1]
74	1 6	2.1	1.9	2 4	3 5	3.8	4.1	3 9	3 0	3 0	3 6	4 0	3.1
75	0.4	3.2	2.9	2.8	3 8	3 3	3.6	3.4	4 0	3 7	2.4	2.3	3.0
1876	3 4	2.1	1 6	2.7	3 4	3.3	3.4	2 8	2 6	2.8	2.4	0 8	2.7
77	0.9	0.8	1 7	2.3	2.6	3 3	3.0	2 7	4.1	2.3	2.0	2.0	2.3
78	1.7	1.3	2.4	1.5	2.6	3 5	4 2	3 0	3.6	2.8	1.8	2.9	2 7
79	3.5	1.7	1.9	3.1	3.6	3.1	2 8	3 1	3.0	2 8	3.3	3.4	3.3
80	3.0	0.7	0.7	2 8	2.5	3.1	4.0	2.6	2 5	3.0	1.4	0.7	2 2
1876-80	2.5	1.8	1.7	2 5	2 9	3.3	3.5	2 8	3.2	2 7	2 2	3 0	2.6

[1] Lufttemperatur nur Mittel aus Max. und Min. Die erhaltenen Werte daher zu klein und die Jahre deshalb nicht zur Untersuchung verwendet

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1881	3.5	1.9	2 2	[illegible]	1.9	3.2	3 0	2.6	2.9	3.7	0.1	2 7	2.55
82	1.7	0.7	1.9	2.9	3 3	3 6	3.3	2 8	2.9	2 0	1.0	2.3	2.2
83	1.7	1 4	3.0	2.5	2 9	3 2	3.3	2.5	2.9	2 8	2.1	0 9	2 4
84	0.6	1.7	1.5	3.1	2 9	3.7	1 4	2.8	3.0	3 0	3 5	1 1	2 3
85	2.4	0.1	2 4	2 0	2.8	2.7	3.4	3 6	3.0	2.6	4 4	2.6	2.6
1881 85	2 0	1.2	2.2	2.7	2 8	3.3	3 0	2.9	2.9	2 8	2.3	1.5	2.4
1886	1.8	2.8	1.4	2.1	2.5	2.6	3.3	2.7	3.3	1.7	1.9	1.5	2.2
87	2 7	1.8	2.9	2.2	0.6	1.7	2 2	3.2	3.3	2.2	1 7	2.5	2.3
88	2 1	3.0	1.7	2.1	2.7	2.6	2 5	2.2	2 7	2.7	0 9	1.8	2.25
89	1 7	0.5	1.0	1 2	1 0	1.5	1.8	1.6	2 0	1.1	1.7	2.6	1.5 [1])
90	0.1	1.2	0 1	2.0	1.5	2.2	2.8	1.6	1.6	2.2	1.4	3.3	1.6 [1])
1874 88	2 0	1.7	2.0	2.5	2 8	3.1	3.2	2 9	3.15	2.7	2.2	2.3	2.5

Tab. XXII. Temperatur der Marne zu Paris.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct	Nov.	Dec.	Jahr
1873	5.5	4.2	6.6	11.6	13.9	18.2	22.2	21.8	16.6	13.2	7.3	4.9	12.4
1874	4.8	4 5	7 6	12 7	14.9	20 9	23.6	20.2	18 2	13.6	8.1	3.3	12.7
75	4 4	3.4	6.7	11.7	18.1	19 8	20.1	21.3	19.4	12.1	7.4	3.5	12 3
1876	2.7	4.7	6.9	11.6	13.8	18 7	22.9	22.2	16.4	14.6	7.9	7.1	12 5
77	6.3	6 6	6 3	11.5	13.3	21.1	20 9	20.7	16.4	11.1	9.2	4.7	12 3
78	4.1	5.3	7.7	11.4	16.1	18.3	21.0	20.4	17.0	12 9	5.8	3.3	11.9
79	2.7	4.8	7.3	10 0	12.7	17.8	17.4	20 0	17 4	12 2	6.3	0 0	10 7
80	1.3	4.4	9.7	11.6	15.5	18.6	22.1	21.6	19.3	12.3	6.4	7.4	12.5
1876.80	3.4	5.2	7 6	11 2	14.3	18.9	20 9	21.0	17 3	12.6	7.1	4.5	12.0
1881	1.6	5.3	8.6	11.1	14 9	19.5	22 7	19.4	16 5	10.8	8.1	4.9	11 9
82	3 7	4.4	9.3	12.4	15 9	18.1	19 7	18.8	16.4	12.4	7.7	4.6	11 95
83	5.3	6.2	5.3	12 7	15 9	19.4	20 1	19 9	17.4	11.5	8.0	4.7	12.0
84	6.0	6.7	8.5	10.9	16.5	18 1	22 8	22.6	18.4	12.3	6.9	4.9	12 9
85	2.0	6.5	7.2	11.4	18.5	20.3	21 9	20.1	16.9	10 6	6 8	4.4	11.8
1881 85	3.7	5.8	7.8	11.7	15.3	19.1	21.4	20.2	17.1	11.5	7 5	4.7	12 1
1886	3 1	3.7	5.6	11.8	16.4	17.3	20.9	20.6	20 2	14.1	8.6	4.3	12 2
87	2.4	3.6	5.9	10.1	13.5	19.2	21.7	20.9	16.7	10.0	6.3	4.6	11 2
88	2.6	2 5	5.0	9.1	15.7	18.9	18.0	18.3	17.3	10.4	8.7	4.5	10.9
1874 88	3.5	4.8	7.2	11.3	15.1	19.0	21 0	20.4	17.6	12.1	7.5	4.4	12.0

Unterschied zwischen der Temperatur der Marne und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
1874	0.6	0.8	1.0	1 4	2.6	2.8	3.1	3.3	2.6	2.8	2.7	3.0	2.4
75	−0.8	2 2	1.4	1.7	3.3	3.1	3.3	2.6	3.1	2 8	1.3	1.6	2.1
1876	3.0	0.5	0 3	1.6	2.5	2.5	2 9	3.0	2.5	2 3	1.3	0.0	1 9
77	0.1	0.1	0.9	1.8	2.3	2.2	3 4	2.9	4.5	1 9	1.2	1.5	1 9
78	1.8	0 5	1.7	0 5	2.1	1 3	3.0	2 6	2.8	2.3	1.1	2.4	1.9
79	2 7	0.6	0.7	2.2	2.7	2.0	1.8	1.9	2.7	2.5	2.9	3.0	2.6
80	2.5	−0.4	−0.1	1.9	2.0	3.1	3.7	3.1	3.4	3.0	0.9	0.0	1.9
1876 80	2.0	0.3	0 7	1 6	2.8	2 3	3.0	2.7	3.2	2.4	1.5	2.4	2 0
1881	2 9	0.8	0.9	1.7	1.6	3.6	2.6	2.8	2 8	3 6	0.3	2.7	2.1
82	1.7	0.6	1.2	2 4	2.7	3.1	2.8	2 4	3 2	1.5	0.2	0.0	1.8
83	1.3	1.2	2.6	3.8	2.1	3.1	3 5	2.2	2.9	2 2	1.7	0.5	2 3
84	0 4	1.3	1.3	2 8	2 4	3 6	3.5	3 0	2.9	3 2	2 9	0.7	2 3
85	2.2	0.6	2.0	1.3	2.3	2.2	3.4	3.9	2.8	2.0	0.6	2.2	2.0
1881 85	1.7	0.7	1.6	2.4	2.2	3.1	3.2	2.9	2.9	2.5	1.2	1.2	2.1

[1]) Vergl Anm. [1] auf vorhergehender Seite.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec	Jahr
1886	0.9	2.5	0.3	1.3	2.2	2.1	2.6	2.6	3.4	1.7	1.7	1.3	1.9
87	[illegible]	1.4	2.5	1.9	2.1	1.9	2.3	3.6	4.0	3.3	1.3	2.3	2.3
88	1.7	2.6	1.2	1.6	2.3	2.5	2.3	1.9	2.7	2.8	0.6	1.3	2.0
1874 88	1.6	0.9	1.2	1.8	2.3	2.6	2.9	2.8	3.1	2.6	1.4	1.8	2.1

Tab. XXIII. Temperatur der Themse zu Greenwich.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct	Nov	Dec	Jahr
1845	4.1	1.8	8.8	9.8	11.6	17.2	17.6	15.6	13.8	10.5	7.8	4.8	9.8
1846	6.3	6.6	8.6	10.5	15.8	22.8	19.5	19.5	18.8	11.1	6.9	2.7	12.4
47	2.5	3.4	6.1	8.4	15.2	17.3	20.5	18.1	13.4	11.6	8.1	5.2	10.8
48	1.9	5.9	7.9	10.9	17.9	17.3	18.6	16.7	15.2	11.3	6.1	5.0	11.2
49	5.4	6.4	7.3	8.8	14.6	17.8	19.7	17.7	15.1	10.1	7.1	2.9	11.1
50	0.6	5.3	5.3	9.7	12.2	17.7	18.2	17.4	14.2	9.1	7.9	4.2	10.2
1846/50	3.3	5.5	7.0	9.7	15.1	16.6	19.3	17.9	15.3	10.6	7.2	4.0	11.0
1851	5.0	4.5	6.0	9.8	12.4	16.6	18.3	18.7	14.9	12.6	5.2	5.3	10.8
52	4.9	5.0	5.7	9.1	13.1	16.2	21.4	19.0	15.6	9.2	[illegible]	7.9	11.3
53	4.4	2.8	5.8	9.2	13.1	17.0	17.4	16.8	14.5	11.9	6.4	3.3	10.2
54	3.9	5.2	7.9	11.2	13.4	15.2	18.2	17.7	17.2	12.0	7.1	5.4	11.2
55	4.4	1.4	5.2	9.5	11.8	15.4	19.1	18.9	16.1	12.3	6.8	3.6	10.4
1851 55	4.5	3.8	6.1	9.8	12.8	16.1	18.9	18.2	15.7	11.6	6.7	5.1	10.8
1856	4.7	5.7	6.4	10.4	12.2	17.2	18.6	19.2	14.6	12.5	6.7	5.9	11.2
57	—	—	—	—	—	—	—	—	—		—	—	—
58	4.0	8.2	5.4	10.0	13.6	19.9	18.4	18.6	16.7	13.7	5.6	5.5	11.2
59	5.2	7.1	8.8	9.8	12.9	18.6	21.7	19.6	16.2	15.7	7.1	3.8	12.2
60	4.9	2.7	6.1	8.3	18.8	14.9	16.9	16.0	14.2	10.6	7.4	4.3	10.0
1861	1.7	6.2	7.2	9.7	13.6	17.4	18.5	18.7	16.2	13.9	6.5	5.2	11.2
62	4.3	[illegible]	8.0	10.6	14.6	15.7	16.9	17.4	15.6	12.6	6.4	[illegible]	11.2
63	5.1	6.2	7.6	11.7	13.6	17.3	19.0	18.5	15.7	12.7	8.9	6.4	11.9
64	4.8	8.1	6.5	12.3	14.9	16.5	18.9	17.3	15.8	11.6	6.9	5.8	11.0
65	3.6	8.4	4.2	12.2	15.9	18.7	18.7	17.9	18.8	12.2	6.6	6.2	11.6
1861 65	3.8	5.0	6.7	11.3	14.5	17.1	18.4	18.0	16.4	12.6	7.1	5.9	11.4
1866	5.7	4.1	5.4	10.3	12.1	17.2	18.4	16.4	14.6	12.1	7.1	4.7	10.7
67	1.7	6.8	4.7	9.9	12.9	16.7	17.1	17.6	16.3	9.8	6.4	2.7	10.1
68	3.1	5.3	7.7	10.0	15.8	18.1	20.2	18.4	15.7	10.2	6.3	6.6	11.4
69	5.3	6.9	4.7	10.6	12.2	14.0	18.4	16.9	14.4	10.6	6.0	3.8	10.3
70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1871	2.2	5.4	7.6	9.8	12.8	14.9	17.7	19.2	16.2	11.1	5.2	3.2	10.4
72	4.6	6.9	8.3	10.9	12.6	17.0	20.1	18.4	15.6	10.2	7.7	5.6	11.5
73	5.5	2.6	6.4	9.6	12.2	16.3	19.1	18.4	14.3	11.6	6.9	5.8	10.7
74	5.1	4.6	[illegible]	10.7	13.4	17.1	19.7	17.2	15.6	12.4	9.6	1.3	11.1
75	5.1	3.4	[illegible]	9.4	15.0	17.1	17.1	18.9	17.3	10.7	5.8	[illegible]	10.8
1871 75	4.5	4.6	7.1	10.1	13.2	16.5	18.7	18.4	15.8	11.2	7.1	3.9	10.9
1876	4.1	5.6	5.7	10.1	12.3	16.6	19.9	19.4	15.1	13.1	7.8	6.2	11.3
77	6.1	6.8	5.9	9.6	11.9	17.8	18.3	18.8	14.8	10.9	8.4	5.2	11.2
78	5.1	5.8	7.4	10.6	15.2	16.9	19.8	18.9	15.7	12.6	5.7	2.5	11.3
79	1.1	3.8	6.3	8.4	11.3	15.4	15.9	16.8	14.6	11.7	4.1	2.2	9.3
1845.79	4.1	4.8	6.3	10.0	13.5	17.0	18.7	18.0	15.5	11.6	6.8	4.7	10.9[1]

[1] 33jährige Mittel.

Unterschied zwischen der Temperatur der Themse und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1845	0.7	0.9	1.0	0.6	1.9	1.1	2.2	1.5	1.6	1.2	0.6	−0.3	1.1
1846	−0.8	−0.1	1.8	1.8	2.1	2.6	−0.5	2.1	1.4	1.2	1.5	0.4	1.1
47	0.4	1.2	0.3	0.3	0.7	3.0	1.3	1.9	0.7	0.2	0.3	0.1	0.9
49	−0.2	0.8	0.5	1.4	3.1	1.6	1.7	1.6	0.5	0.5	−1.8	1.6	0.9
49	−0.4	0.1	1.1	0.9	1.3	3.0	2.1	−0.5	0.4	−0.7	−0.8	−0.5	0.7
50	−0.8	−1.7	−0.3	−0.1	0.2	1.2	0.6	1.3	0.7	0.5	0.1	−1.0	0.1
1846.50	−0.4	0.1	0.7	0.9	1.5	2.3	1.0	1.3	0.7	0.8	−0.1	0.1	0.7
1851	−0.7	−0.3	−0.6	2.2	1.3	1.4	1.6	1.4	1.5	1.2	1.7	−0.4	0.9
52	−1.2	0.2	−0.1	0.9	1.4	0.8	0.6	1.4	1.9	0.9	−0.4	−1.0	0.3
53	1.2	1.6	1.2	1.0	1.4	1.8	1.1	1.1	1.1	0.4	1.7	2.4	1.3
54	−0.2	0.4	0.0	1.1	1.4	0.6	1.6	0.3	1.9	1.7	2.5	−0.5	0.9
55	4.3	3.1	1.6	1.1	0.9	0.5	1.5	1.6	1.7	2.4	1.2	1.1	1.8
1851.55	0.7	1.0	0.4	1.3	1.3	0.9	1.3	1.2	1.6	1.0	1.3	0.3	1.0
1856	1.1	−0.5	1.4	2.1	1.2	1.6	0.8	1.7	0.7	1.4	2.3	0.5	1.2
57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
58	0.8	1.8	−1.4	0.9	0.6	1.2	1.0	1.0	0.4	2.6	1.8	0.9	0.9
59	0.5	−0.9	0.9	0.6	0.0	1.8	1.1	1.4	1.7	2.0	2.5	1.0	1.0
60	0.8	−0.1	0.4	0.6	0.7	1.1	1.0	0.9	1.8	0.4	2.5	1.1	0.9
1861	−0.2	0.5	0.0	2.0	−0.3	1.2	1.2	0.5	1.0	1.6	1.8	0.8	0.7
62	1.0	1.2	0.6	0.5	0.5	1.1	0.5	1.6	0.7	1.3	1.5	−0.1	0.9
63	−0.8	0.3	0.5	1.1	0.8	1.5	2.4	1.3	3.4	1.5	1.4	1.0	1.2
64	1.4	0.5	0.8	3.4	2.3	0.8	0.1	2.0	1.5	0.7	[illegible]	0.9	1.1
65	0.8	0.6	1.2	−0.4	1.9	2.0	1.0	1.0	0.5	1.5	−1.0	0.4	0.8
1861.65	0.5	0.4	0.6	1.3	1.0	1.3	1.0	1.3	1.4	1.3	0.9	0.5	0.9
1866	0.2	0.0	−0.4	0.2	0.3	0.1	1.4	0.5	0.2	1.7	1.0	0.4	0.5
67	−1.1	−0.1	−0.4	−0.6	0.1	1.0	1.7	−0.3	0.7	−0.2	1.8	−0.6	0.1
68	−0.7	0.9	0.3	−0.1	0.5	0.0	−0.9	−0.1	0.5	1.1	0.5	−0.6	0.0
69	−0.6	0.3	0.7	−0.9	0.5	0.1	−0.7	0.4	−1.7	1.2	1.2	−0.5	0.0
70	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1871	1.1	−1.3	−0.1	−0.2	0.7	0.6	0.3	0.3	1.6	1.2	2.7	−0.8	0.4
72	−0.8	−0.9	1.0	0.1	1.4	0.4	1.2	1.3	1.4	1.2	0.2	−0.6	0.5
73	0.2	0.8	−0.4	0.6	1.0	0.2	0.5	1.1	0.9	3.3	−0.4	1.3	0.8
74	−0.2	0.6	−0.4	−0.2	0.9	1.8	0.6	0.8	0.8	1.1	2.2	2.1	0.8
75	−0.8	1.6	0.3	0.7	0.8	1.3	1.5	1.1	1.4	1.4	1.7	−0.6	0.9
1871.75	−0.1	0.2	0.1	0.2	1.0	0.9	0.8	0.8	1.2	1.6	1.3	0.3	0.7
1876	1.2	−0.2	0.4	1.1	1.1	0.8	0.4	1.1	1.2	1.8	0.8	−0.4	0.8
77	−0.5	0.4	0.6	1.7	0.6	0.5	1.5	1.2	3.5	1.7	1.1	0.2	1.1
78	1.0	−0.5	1.8	−0.6	1.9	0.7	1.6	1.0	1.5	2.3	1.5	1.7	1.2
79	1.7	0.0	0.4	1.7	1.4	0.8	0.2	0.9	0.8	1.6	1.7	0.6	1.1
1845.79	0.3	0.1	0.4	0.7	1.1	1.1	1.0	1.0	1.1	1.2	1.1	0.3	0.8[1]

Tab. XXIV. Temperatur des südlichen Ausflusses des Mälarsees zu Stockholm.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1867	0.0	0.0	0.2	1.0	3.0	7.8	13.9	15.4	14.3	9.4	8.9	0.3	6.2
68	0.0	0.0	0.3	2.6	7.8	14.2	19.0	19.6	14.2	10.4	4.2	1.3	7.8
69	0.0	0.0	0.1	3.4	7.2	11.8	16.5	17.5	14.2	[illegible]	4.3	2.0	7.3
70	0.2	0.0	0.0	2.5	7.9	13.3	17.6	18.1	13.4	[illegible]	5.6	1.4	7.5

[1] 33jährige Mittel

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1871	0.0	0.0	0.2	3.0	6.2	11.1	16.4	18.0	14.2	8.3	3.7	0.0	6.9
72	0.0	0.0	0.0	3.1	8.6	13.8	20.0	17.7	14.7	10.8	6.3	2.4	8.1
73	1.8	0.4	0.0	2.7	5.4	12.7	19.2	17.9	15.3	10.2	[illegible]	2.4	7.8
74	0.0	0.0	0.0	2.6	6.4	13.8	17.7	17.0	13.7	11.3	5.8	0.1	7.5
75	0.0	0.0	0.0	0.0	7.3	13.9	18.3	16.8	15.4	8.8	3.5	0.0	7.2
1871/75	0.4	0.1	0.0	2.3	6.8	13.1	18.3	17.9	14.7	9.9	5.1	1.0	7.5
1876	0.0	0.0	0.0	2.0	6.3	14.0	19.8	19.1	14.8	10.0	4.3	0.5	7.6
77	0.0	0.0	0.0	0.1	4.4	11.8	16.5	17.5	13.7	9.2	6.8	4.3	7.1
78	0.0	0.0	0.0	[illegible]	7.7	13.6	17.3	18.5	16.5	11.8	7.4	2.9	8.3
79	0.4	0.0	0.0	1.8	5.9	13.9	17.3	19.0	15.8	11.0	4.8	0.9	7.6
80	0.6	1.0	1.1	3.8	8.5	13.9	18.4	19.7	17.2	7.9	1.6	0.4	7.9
1876/80	0.2	0.2	0.2	2.3	6.6	13.4	17.9	18.8	15.6	10.0	5.0	1.8	7.7
1881	0.0	0.0	0.0	0.4	4.4	11.8	17.1	16.8	14.3	10.0	4.5	2.8	6.9
82	1.0	0.0	1.4	3.5	8.2	14.7	18.2	19.4	16.1	11.6	5.4	1.2	8.4
83	0.1	0.0	0.0	2.6	7.3	14.2	19.2	17.5	15.2	10.0	6.1	2.4	7.9
84	0.7	0.0	0.5	2.9	6.5	12.3	18.0	16.7	15.4	10.5	5.1	1.2	7.5
85	0.7	0.0	0.7	4.2	6.9	12.5	18.3	15.6	13.2	9.8	5.0	1.5	7.5
1881/85	0.5	0.0	0.5	2.7	6.7	13.1	18.2	17.2	14.8	10.4	5.2	1.5	7.6
1886	0.1	0.0	0.0	3.8	7.6	13.9	15.1	19.0	16.1	9.9	7.4	3.5	8.1
87	0.0	0.0	0.0	3.2	9.2	14.4	19.0	18.4	15.4	8.1	4.3	1.5	7.8
1867/86	0.3	0.1	0.2	2.5	6.65	12.95	17.7	17.9	14.9	10.0	5.3	1.6	7.6

Unterschied zwischen derselben und der Temperatur der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1867	9.4	2.6	5.0	0.1	−1.0	−4.8	−1.4	−0.2	0.8	2.9	9.8	2.7	2.1
68	5.6	1.5	0.3	−0.6	−2.7	−1.0	0.8	0.6	3.0	3.5	4.0	2.1	1.4
69	2.0	0.5	2.1	−2.2	−0.1	−0.3	0.5	3.1	3.2	4.2	5.4	2.8	1.8
70	1.3	6.9	2.3	−0.6	−0.9	−0.3	0.7	3.7	2.2	4.5	[illegible]	3.7	2.6
1871	5.2	12.2	−0.7	1.9	0.0	0.2	−0.2	2.3	5.5	3.3	3.2	2.6	3.0
72	−0.2	1.4	0.9	−0.7	−1.7	−1.7	1.5	2.9	3.6	2.1	[illegible]	2.8	1.1
73	−0.2	2.7	0.5	0.4	−0.6	−2.3	0.9	2.7	3.4	3.8	3.7	2.7	1.5
74	−1.3	1.3	0.5	−1.0	0.0	−0.2	0.9	3.1	2.0	2.4	4.8	5.4	1.45
75	9.1	5.5	[illegible]	−1.4	−2.5	−1.0	1.3	3.0	4.2	4.7	5.0	4.8	2.9
1871/75	2.5	4.6	0.8	−0.2	−1.0	−1.0	0.9	2.8	3.7	3.3	3.7	3.6	2.0
1876	3.4	4.3	1.9	−1.7	0.4	−2.9	2.2	3.2	4.4	4.3	[illegible]	7.8	2.8
77	4.4	5.3	4.6	0.4	−1.3	−2.9	0.2	3.5	5.7	3.8	1.7	3.7	2.3
78	2.5	0.3	1.0	−1.1	−1.2	0.1	2.7	3.2	4.0	3.4	[illegible]	5.6	2.2
79	5.5	6.6	2.8	1.0	−2.9	−0.4	1.5	2.7	3.2	5.2	5.7	4.4	2.9
80	3.5	1.7	1.6	0.1	0.0	0.0	1.7	2.0	4.0	7.5	1.6	4.4	2.8
1876/80	3.9	3.6	2.4	−0.3	−1.0	−1.2	1.7	2.9	4.3	4.8	4.1	5.2	2.5
1881	7.6	7.8	5.9	−0.1	−3.6	−0.8	1.5	3.2	3.6	6.0	1.8	2.0	2.9
82	−0.1	1.0	−1.5	−0.1	−1.4	−0.6	1.5	2.4	3.4	4.6	5.8	5.2	1.7
83	3.2	0.8	4.2	0.1	−1.6	−0.7	2.5	2.6	3.7	3.8	1.9	3.8	2.0
84	2.0	1.0	0.0	0.3	−1.5	−0.2	1.4	2.5	1.6	3.3	6.1	3.0	1.7
85	4.7	1.1	1.4	0.5	0.2	−0.7	1.6	3.1	3.5	5.3	4.5	2.7	2.3
1881/85	3.5	2.3	2.0	0.2	−1.6	−0.6	1.7	2.8	3.2	4.6	4.0	3.3	2.2
1886	3.3	3.4	2.7	−0.7	−1.7	−0.4	−1.6	2.7	4.2	3.8	2.7	5.7	2.0
87	0.6	0.2	0.1	−1.0	−0.1	0.9	2.0	3.5	3.7	4.0	3.8	4.0	1.8
1867/86	3.55	3.9	1.9	−0.3	−1.2	−1.05	1.0	2.6	3.5	4.1	4.7	3.8	[illegible]

Tab. XXV. Oberflächentemperatur des Luganer Sees.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1866	—	—	7.3	10.8	14.7	21.0	24.6	22.8	20.7	17.6	12.8	7.8	—
67	6.1	6.4	7.9	10.5	16.8	22.5	23.6	24.8	23.4	15.8	11.0	7.4	14.6
68	5.8	6.4	7.4	10.0	19.3	23.4	24.3	24.7	22.2	16.1	10.9	8.5	14 9
69	6.9	7.8	6.7	12.3	17.2	20.0	25.0	24.4	22 6	17.0	10.8	7.4	14.8
70	6.0	5.7	6.9	9.2	18.7	23.5	25.9	24.8	22.9	17.4	11.5	5.3	14.8
1866/70	(6.2)	(6.45)	7.2	8.6	17.3	22.1	24.7	24.3	22.4	16.7	11.3	7.3	14.5
1871	6.0	6.3	8.0	11.8	17.6	19.8	25.5	25.7	23.7	17.1	11 9	6.9	15.0
72	5.9	6.8	8.0	9.5	12.6	18.4	25.2	25.0	23.5	17.7	13.0	8.3	14.7
73	6.4	6.5	8.5	11.9	15.4	20.4	24.8	25.9	21.1	17.5	12.1	8.2	15.0
1867/73	6.2	6.5	7.6	10.7	16.8	21.1	24.9	25 0	22.8	16.9	11.6	7.4	14.8
1866/73	(6.2)	(6.5)	7.6	10.75	16.5	21.1	24 9	24.8	22.5	17.0	11.7	7.5	14.8

Unterschied zwischen der Temperatur des Sees und der Luft.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1866	—	—	0.3	—1.1	0.7	1.1	2 5	3.1	3.3	6 0	5.4	4.0	—
67	4.2	0.0	0.5	—3.1	1.1	2.0	2.5	3.3	4.8	4.4	5.2	3.9	2.4
68	5.2	1.1	—0.2	—1.5	0.1	2.6	2.5	3.7	4.0	2.9	5.5	3.1	2.4
69	5.7	1.2	1.8	—0.2	0.5	2.0	2.2	4.0	4.5	6.0	4.9	4.8	3.1
70	5.1	3.3	—0.4	—3.0	0.3	1.8	1.6	5.4	6.3	6.7	5.7	3.3	3.0
1866/70	(5.05)	(1.4)	0.4	—1.8	0.5	1.9	2.1	3.9	4.6	5.2	5.1	3.8	2.7
1871	5.6	2.9	—0.2	—1.2	1.4	3.1	2.7	4.1	9.0	6.0	5.8	7.5	3.9
72	4.3	3.0	0.7	—3.1	—1.3	—0.7	3.1	4.7	11.0	4.9	5.8	3.6	3.0
73	3.1	3.2	—0.3	0.6	—0.2	0.9	1.5	3.5	4.5	3.9	4.9	5.1	2.7
1867/73	4.7	2.1	0.3	—1.6	0.4	1.7	2.3	4.1	6.3	5.0	5.2	4.5	2.9
1866/73	(4.7)	(2.1)	0.3	—1.6	0.45	1.6	2.3	4.0	5.9	5.1	5.3	4.4	2.9

INHALT.

Druck von Josef Roller & Comp. Wien

Forster,

Jan.

Gletscherfluss: Sill Innsbruck (5 Jahre)

20° 10° 0° −5°

Seeoberfläche Neumburger See (4 Jahre)

20° 10° 0° −5°

Seeabfluss: Rhône Genf (32 Jahre)

20° 10° 0° −5°

Quellfluss: Memminger Ach (1 Jahr)

20° 10° 0° −5°

Gebirgsfluss: Kosavabach Sarajevo (6 Jahre)

20° 10° 0° −5°

Flachlandsfluss: Oder Breslau (15 Jahre)

20° 10° 0° −5°

Flachlandsfluss: Marne Paris (12 Jahre)

20° 10° 0°

Jan.

Geograph



Die

Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse von Böhmen

von

Dr. Vasa Ruvarac

nebst

Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss

von größeren Landflächen

von

Prof. Dr. Albrecht Penck.

Mit einer Karte, zwei Tafeln und zahlreichen in den Text gedruckten Tabellen.

GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN.

HERAUSGEGEBEN VON

PROF. DR. ALBRECHT PENCK IN WIEN.

BAND V. — HEFT 5.

WIEN.

ED. HÖLZEL.

1896.

Zugleich 4. Heft der Arbeiten des geographischen Institutes der k. k. Universität Wien.

INHALT.

I.

Die Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse von Böhmen.

Von Dr. Vasa Ruvarac.

Der Mangel von genaueren Daten über die hydrographischen Verhältnisse von Böhmen wurde während der Trockenheit der Sechziger-Jahre lebhaft empfunden, und es wurde schon damals die Einsetzung einer Commission zum Studium der hydrographischen Verhältnisse des Landes, speciell zur Untersuchung der Ursachen der öfters eintretenden Trockenheit und der überhandnehmenden Überschwemmungen, welche mit der Entwaldung der Gebirge und der Trockenlegung der Hochmoore in Zusammenhang gebracht wurden, angeregt.[1] Die Klagen darüber hatten jedoch zunächst keine praktischen Folgen.

Als dann nach dem Erscheinen der Arbeit von Wex über die Wasserabnahme in den Strömen und Flüssen die Frage wieder allgemein zur Discussion gelangte und die Befürchtungen vor einer erfolgten Verschlimmerung des Regimes der Flüsse durch die um diese Zeit fallende Überschwemmung vom 25. bis 26. Mai 1872, sowie die bald darauf folgende außerordentliche Trockenheit des Jahres 1874 scheinbar bestätigt wurde, da entschloss sich der Landtag von Böhmen, eine Enquête-Commission einzuberufen, die zunächst über die Mittel gegen den zunehmenden Wassermangel und die überhandnehmenden Überschwemmungen Vorschläge machen sollte. Auf Grund der Vorschläge dieser Enquête, der auch Professor Harlacher angehört hatte, wurde vom Landtage beschlossen eine hydrographische Commission einzusetzen, welcher die Aufgabe zufiel, eine gründliche Untersuchung der Niederschlags- und Abflussverhältnisse des Landes vorzunehmen.[2]

Diese Commission begann ihre Thätigkeit im Jahre 1875. Sie schlug gleich von Anfang an jene zielbewusste Richtung ein, der wir zu verdanken haben, dass die von ihr gelieferten Daten zur Beantwortung mancher wissenschaftlichen Frage herbeigezogen werden können. Dies ist das besondere Verdienst von Harlacher. Er war selbständig, schon vor der Einsetzung der Commission, auf deren Arbeitsfelde thätig, er hatte sich um die Gründung der Commission Verdienste erworben[3] und war dann in der Commission selbst als Leiter der hydrometrischen Section in der hervorragendsten Weise thätig. Harlacher, ein ehemaliger Assistent Culmann's, hat nämlich bald nach seiner Berufung nach Prag (1869), angeregt durch die internationale Rheinstrommessung bei Basel (1867)[4], und durch die äußerst günstigen

[1] Dr. Edm. Schebeck. Die Wasserstände der Elbe und Moldau (Sep.-Abdr. aus der Statistischen Monatsschrift. 1876 p. 1 u. 2. [2] Harlacher. Die Messungen in der Elbe und Donau. Lpz. 1881. p. 44, 45. [3] Frauenholz. Die hydrographische Commission des Königreichs Böhmen. Deutsche Bauztg. 1884. p. 535. [4] M. Haber. Prof. Harlacher. Nekrolog. Technische Blätter 1892 p. 218.

Flussverhältnisse Böhmens, welche es gestatten, mit verhältnismäßig wenig Messungen wichtige Resultate zu erlangen[1], Messungen in der Elbe, bei ihrem Austritte aus Böhmen begonnen, um daraus die von der Elbe aus Böhmen abgeführte Wassermasse berechnen zu können.

»In der Elbe spiegeln sich die Wasserverhältnisse des ganzen Landes wieder; an ihrem Stande erkennen wir zeitweilige Trockenheit, zeitweilige Nässe im Lande.«[2] Dieser leitende Gedanke Harlacher's wurde auch der hydrographischen Commission zur Richtschnur, und sie wendete einen ansehnlichen Theil ihrer Thätigkeit dem Studium dieser Frage zu, die sich Harlacher schon 1870 gestellt hatte.

Um die ihr gestellte Aufgabe einer gründlichen Untersuchung der Niederschlags- und Abflussverhältnisse des Landes besser bewältigen zu können, vertheilte die Commission ihre Arbeit auf zwei Sectionen: die hydrometrische, welche von Harlacher geleitet wurde, und die ombrometrische, welche Prof. Dr. Studnička unterstellt wurde. Die Arbeiten beider Sectionen erschienen, so lange die hydrographische Commission bestand, also bis 1888, als ganz selbständige Publicationen.

Die Thätigkeit der hydrometrischen Section umfasste das Sammeln und Publicieren von Pegelbeobachtungen an den verschiedenen Flüssen Böhmens, sowie die Wassermengenbestimmungen. Solche hatte Harlacher an der Elbe bei ihrem Austritte aus Böhmen schon in den Jahren 1870 und 1871 bei Herrnskretschen unfern der sächsisch-böhmischen Grenze ausgeführt. Jetzt wurden sie mit verbesserten Instrumenten und mit großer Sorgfalt bei Tetschen angestellt. Die Ursachen dieser Verlegung der Messungsstelle nach Tetschen waren einerseits die bequemere Zugänglichkeit von Tetschen, sowie die Möglichkeit in diesem wichtigen Hafenplatze die zu den Wassermessungen nöthigen Geräthe (Kähne, Anker, Seilwerk u. s. w.), sowie die Bedienungsmannschaft jederzeit bekommen zu können, was in Herrnskretschen schwer möglich war; andererseits befand sich in Tetschen ein seit 1851 regelmäßig beobachteter Pegel[3], auf den die Messungen bezogen werden konnten.

So wurden denn in Tetschen in den Jahren 1875—81 die Wassermengenbestimmungen von Harlacher ausgeführt. Sie fanden bei verschiedenen Wasserständen zwischen — 0·353 *m* und + 5·38 *m* (Tetschener Pegel) statt und hatten als Ergebnis eine Tabelle, welche es ermöglicht, für jeden Wasserstand in Tetschen die entsprechende Abflussmenge zu entnehmen. Die bei diesen Messungen benützten Apparate und die zur Berechnung der Beobachtungen verwendeten Methoden hat Harlacher in seinem Werke: »Die Messungen in der Elbe und Donau und die hydrometrischen Apparate und Methoden des Verfassers,« Leipzig 1881, dargelegt. Die Messungsergebnisse selbst finden sich in der siebenten Publication der hydrographischen Commission betitelt: »Die hydrometrischen Arbeiten in der Elbe bei Tetschen,« Prag 1883; hier steht auf Seite 26 die Consumtions-Tabelle der Elbe bei Tetschen.

Später hat Harlacher noch an mehreren anderen Flüssen in Böhmen Wassermengenbestimmungen vorgenommen, aber von den Resultaten dieser Messungen nur diejenigen publiciert, welche sich auf die für die Wasserstandsprognose bei Tetschen wichtigen Flüsse beziehen.[4] Es sind dies die Consumtionsmessungen der Eger bei Laun, der Moldau

[1] Frauenholz a. a. O. [2] Harlacher, Bericht über die bis Ende 1879 ausgeführten hydrometrischen Arbeiten. 1880, p. 1. [3] Harlacher, Die hydrometrischen Arbeiten in der Elbe bei Tetschen. 1883, p. 1. [4] Harlacher und Richter, Mittheilungen über die einfache Ermittlung der Abflussmengen von Flüssen und über die Vorherbestimmung der Wasserstände. Allg. Bauztg. 1886, p. 26, 27.

bei Prag (bezogen auf den Pegel in Karolinenthal) und der kleinen Elbe bei Neratowitz (bezogen auf den Pegel in Brandeis).

Außerdem führte Harlacher noch Wassermengenbestimmungen an mehreren kleineren Flüssen in Böhmen [1]) aus, und zwar an der Moldau bei Hohenfurt, Budweis, Podolsko und Stéchowitz; an der Elbe bei Pardubitz, Kolin, Nimburg und Aubig; an der Iser bei Jung-Bunzlau; an der Maltsch bei Rothenhof; an der Luschnitz bei Bechin; an der Wottawa bei Pisek; an der Sazawa bei Porschitsch; an der Beraun bei Pilsen und Karlstein; an der Mies bei Pilsen; an der Eger bei Falkenau, Tschirnitz und Klösterle. Von den Resultaten dieser Messungen ist mit Ausnahme der letztgenannten in der Eger bei Klösterle bisher nichts in die Öffentlichkeit gelangt.

Was die Pegelbeobachtungen betrifft, so fand die Commission nur an den sogenannten Reichsflüssen, der Elbe und Moldau, Pegel vor, wo sie im Interesse der Schiffahrt aufgestellt waren. [2]) Doch waren bei manchen von diesen Pegeln wegen ihrer ungünstigen Lage Umstellungen nothwendig. Außerdem wurden auch die sogenannten Landesflüsse in den Bereich der Beobachtungen gezogen, zu welchem Zwecke Pegel erst gesetzt werden mussten.

Die Zahl der Pegel, von denen die Beobachtungen jährlich publiciert wurden, wuchs von Jahr zu Jahr. Ihre Zahl betrug 1888, als die hydrographische Section aufgelöst wurde und ihre Arbeiten der hydrographischen Abtheilung im technischen Bureau des Landesculturrathes überwiesen wurden, 47. Die Resultate der Beobachtungen wurden in Form von Tabellen und graphischen Übersichten veröffentlicht. Die betreffenden Publicationen sind: Bericht über die bis Ende 1879 ausgeführten hydrometrischen Arbeiten nebst den Wasserstandsbeobachtungen in den Jahren 1875 und 1876, von Prof. A. R. Harlacher, Vorstand der hydrometrischen Section (Prag 1880) und: Die hydrometrischen Beobachtungen in den Jahren 1877, 1878 und 1879 (Prag 1881). Vom Jahre 1880 angefangen erschien dann jedes Jahr separat, und zwar erfolgte die Herausgabe bald nach Jahresschluss.

In dieser Form wurden die Beobachtungen der Jahre 1880—1888 publiciert. Sie hatten den Titel und das Vorwort, das eine Jahr in deutscher, das andere Jahr in čechischer Sprache. Der deutsche Titel lautet: Die hydrometrischen Beobachtungen im Jahre 1888. Tabellarisch und graphisch dargestellt von A. R. Harlacher.

Im Jahre 1888 wurde die hydrographische Commission aufgelöst. Ihre Arbeiten wurden dem technischen Bureau des Landesculturrathes überwiesen, und seit dem Jahre 1889 werden die Pegelbeobachtungen von der hydrographischen Abtheilung des technischen Bureaus unter einem utraquistischen Titel herausgegeben, dessen deutscher Theil: Ergebnisse der Wasserstandsbeobachtungen an den Flüssen Böhmens für das Jahr . . . . lautet. Die einheitliche Veröffentlichung dieser Beobachtungen ist der Grund dafür, dass das eben erschienene Jahrbuch des hydrographischen Centralbureaus Wien Bd. I für 1893 auf die Elbe nicht eingeht. Dagegen werden seit 1892 die Wasserstände der Elbe zu Pardubitz, Brandeis, Melnik, Leitmeritz und Tetschen auch in dem hydrologischen Jahresberichte von der Elbe,

[1]) M. Huber Prof. Harlacher Nekrolog. Techn. Blätter 1892. p. 221. [2]) Messungen in der Elbe und Donau p. 45.

auf Grund des Beschlusses der technischen Vertreter der deutschen Elb-Ufer-Staaten vom 17. December 1891, bearbeitet von der Elbstrom-Bauverwaltung zu Magdeburg ausführlich veröffentlicht. Die monatlichen Übersichten der Ergebnisse von hydrometrischen Beobachtungen, herausgegeben seit 1875 vom k. u. k. technischen Militär-Comité, enthalten lediglich die fünftägigen Mittel des Wasserstandes von sechs Stationen im böhmischen Elbegebiete.

Die zweite Section der hydrographischen Commission war von letzterer fast ganz unabhängig und galt mehr als eine Abtheilung der naturwissenschaftlichen Durchforschung von Böhmen.[1]) Sie erhielt von der hydrographischen Commission nur einen Beitrag zur Bestreitung eines Theiles der Kosten der Publication des Beobachtungsmaterials; letztere wurden zum größten Theile von der k. böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften bestritten, da ihre Publication in den Abhandlungen dieser Gesellschaft (math.-naturw. Cl.) erfolgte. Der deutsche Theil des ebenfalls utraquistischen Titels dieser von Studnička besorgten Publication lautet: Resultate der ombrometrischen Beobachtungen in Böhmen während des Jahres . . . .

Das ombrometrische Beobachtungsnetz in Böhmen hat während des Bestehens der ombrometrischen Section an Dichte außerordentlich zugenommen. Während die Zahl der Beobachtungsstationen vor ihrer Gründung im Jahre 1873 nur 11 betrug und 1875, in welchem Jahre ihre Publication begann, auf 31 gestiegen war, erreichte sie schon 1879 die Zahl von 319, auf welcher Höhe sie einige Zeit lang blieb, um dann 1885 auf mehr als das Doppelte zu steigen.[2]) Es ist nämlich im Jahre 1878 auf Anregung des böhmischen Forstvereins noch ein Netz von ombrometrischen Stationen in Böhmen errichtet worden, welches bald an Zahl der Stationen das Netz der ombrometrischen Section übertraf. Die Veröffentlichung der Ergebnisse dieses forstliches Netzes[3]) besorgte Prof. Em. Ritter v. Purkyně in Weißwasser, von dem auch die Anregung zur Errichtung des Netzes ausgieng. Die Publication geschah in Heften, deren jedes je einen Monat umfasste und die täglichen Beobachtungen aller Stationen enthielt. Der Titel dieser Hefte (bloß deutsch) lautet: Ombrometrische Beobachtungen der vom böhmischen Forstvereine in den Forsten Böhmens in verschiedenen Seehöhen und Expositionen errichteten Stationen. Herausgegeben von der Forstlehranstalt Weißwasser, zusammengestellt und redigiert von Dr. Emanuel v. Purkyně, Professor an der Forstlehranstalt Weißwasser. In dieser Weise wurden die Beobachtungen der Jahre 1879—1882 herausgegeben.[4] Nach dem Tode des Prof. Purkyně erschienen noch die Beobachtungen des Jahres 1882 und damit hörte die Publicierung in der von Purkyně begonnenen Weise auf. Im Jahre 1885 wurden beide Netze, das von Studnička und das von Purkyně geleitete, vereinigt und wurden von nun an die Beobachtungen der beiden ombrometrischen Netze, deren Stationenzahl jedoch nur mehr 705 betrug, von Studnička einheitlich herausgegeben. Dieses Netz, dessen Stationenzahl allerdings nicht in allen Jahren die gleiche blieb, sondern um ein weniges schwankte, jedoch 1888 wieder 705 betrug, gieng dann im Jahre 1888

[1] Studnička, Hyetographie v. Böhmen. Archiv für naturw. Landesdurchforsch. v. Böhmen VI. 3. 1887 p. 11. [2] Studnička a. a. O. p. 11. [3] Dieses Netz hatte 1882 schon 730 Stationen. [4]) Die Beobachtungen einiger von diesen Stationen sind auch in der von Studnička herausgegebenen Publication enthalten.

in die Verwaltung der hydrographischen Abtheilung des Landesculturrathes über und werden die betreffenden Beobachtungen von diesem unter dem Titel: Ergebnisse der ombrometrischen Beobachtungen in Böhmen für das Jahr .... (deutsch und čechisch) herausgegeben.

Auf diese Weise entwickelte sich das böhmische ombrometrische Netz zu dem dichtesten auf der Erde; es kam in Böhmen in manchen Jahren schon auf 70 km^2 eine ombrometrische Station, während in Sachsen erst auf 100 km^2 und in England auf 150 km^2 eine Station kam.[1]) Die anderen Länder bleiben natürlich weit zurück. Es ist somit Böhmen das Land mit dem dichtesten ombrometrischen Netze auf der Erde. Aber auch die Wassermengenbestimmungen in der Elbe bei Tetschen gehören nicht nur zu den besten, welche wir überhaupt besitzen, sondern sie beziehen sich zugleich auf eine Stelle, wo das Flussbett nahezu stabil ist. Wir befinden uns bei Tetschen im Durchbruchsthale der Elbe, wo der Strom feste Ufer besitzt. Eine continuierliche Erhöhung oder Eintiefung der Flusssohle, welche sich im Wasserstande des Flusses spiegeln würde, ist hier nicht anzunehmen und nicht nachweisbar. Man hat es also hier lediglich mit dem Wandern der Kiesbänke zu thun, welches zeitweilig jenes Verhältnis beeinflusst. Dies Wandern geschieht jedoch im Elbedurchbruche allem Anscheine nach sehr langsam. Wir haben zwar aus dem Elbedurchbruche selbst keine Beobachtungen darüber, aber von der weiter unten gelegenen sächsischen Strecke ist die große Stabilität der Kiesbänke bekannt.[2]) Wir können also annehmen, dass die von Harlacher entworfene Consumtionstabelle auf längere Zeit hinaus verwertbar ist. Es können daher die Beobachtungen in Böhmen herbeigezogen werden zur Beantwortung der für die physikalische Geographie wichtigen Frage: in welchem Maße der Wasserreichthum eines mitteleuropäischen Flusses vom Niederschlagsreichthume seines Einzugsgebietes abhängt.

Wir werden also die Elbe bei ihrem Austritte aus Böhmen ins Auge fassen, ihre mittlere Wasserführung in den einzelnen Monaten und Jahren zu berechnen trachten und neben diesen abgeflossenen Wassermengen jene bestimmen, welche nach den ombrometrischen Beobachtungen in den entsprechenden Perioden als Niederschlag über ihrem Gebiete niedergegangen sind.

Außerdem werden zum Vergleiche auch die, zwar nach minder genauen Methoden und auf nicht einwurfsfreien Flussstellen gemachten Messungen und Beobachtungen bei Prag, Brandeis und Laun herbeigezogen werden. Von diesen drei Stationen hat bloß Prag (Karolinenthal) Beobachtungen aus der ganzen 15jährigen Periode 1876—1890, während die übrigen zwei Pegel erst später gesetzt worden sind, so dass von ihnen nur die Beobachtungen des letzten Lustrums (1886 bis 1890) bearbeitet wurden.

Dagegen konnte nicht auf die neuen, wertvollen Materialien eingegangen werden, welche in den hydrologischen Jahresberichten von der Elbe für 1892, 1893 und 1894 auf Grund des Beschlusses der technischen Vertreter der deutschen Elb-Ufer-Staaten vom 17. September

[1]) Schreiber. Die Beziehungen zwischen dem Niederschlag in Böhmen und dem Wasserabfluss in der Elbe bei Tetschen. Mittheil. Ver. Erdk. Leipzig. 1891. p. 77. [2]) Grebenau. Strombereisung der sächs. Elbe. Ztschr. bayer. Ing. und Archit.-Ver. 1871. p. 57. Nachrichten über die Ströme des preuß. Staates. 4. Der Elbstrom. Ztschr. f. Bauwes. 1859. p. 189. Bestimmungen von Normalprofilen für die Elbe. Deutsche Bauztg. 1886 p. 425.

1891, bearbeitet von der königlichen Elbstrom-Bauverwaltung zu Magdeburg. Magdeburg 1893, 1894 und 1895) niedergelegt sind. Diese Materialien sind so außerordentlich reich und wichtig, dass sie eine ebenso eingehende Untersuchung der mittleren und unteren Elbe ermöglichen, wie sie hier für den oberen Abschnitt des großen Stromes zu geben versucht wird.

1. Die Pegelbeobachtungen in Tetschen.

Es sind zwar bei Tetschen seit 1851 regelmäßig Ablesungen auf demselben Pegel gemacht worden, aber erst die Beobachtungen nach der Gründung der hydrometrischen Commission sind von letzterer selbst ausführlich publiciert worden. Es liegen uns also von den Wasserstandsbeobachtungen in Tetschen bloß diejenigen aus den Jahren 1875—90 vor, und diese wurden hier bearbeitet. Die Beschränkung gerade auf diese Periode erscheint außerdem dadurch geboten, dass bei Beginn und bei Schluss derselben namhafte Hochwässer eintraten, welche die Gestaltung der Flusssohle wesentlich zu beeinflussen pflegen, so dass es nicht thunlich erscheint die Harlacher'sche Consumtionstabelle ohne weiters auch auf frühere und spätere Jahre auszudehnen. Es ist jedoch von diesem Principe insoferne abgewichen worden, als auch die Wasserführung des Jahres 1875 berechnet wurde, obwohl wahrscheinlicherweise durch das Hochwasser vom März 1876 das Profil eine Änderung erfahren hat; denn es kamen bei diesem Hochwasser ebenso große Wassermassen zum Abflusse, wie beim Hochwasser im September 1890, bei welchem eine Profils-Änderung durch das Nichtübereinstimmen der Wasserstandsprognosen nach dieser Zeit, wahrscheinlich gemacht worden ist.[1] Das Jahr 1875 ist aber nur zum Vergleich herbeigezogen worden um zu zeigen, einen wie großen Einfluss auf das 15jährige Mittel der Wasserführung ein abnormes Jahr, wie es das Jahr 1890 war, ausüben kann.

Aber die Benützung der Pegelablesungen wie sie in den Publicationen der hydrographischen Commission vorliegen, kann doch nicht ohne weiteres geschehen. Die Beobachtungen in Tetschen wurden bloß bis 1879 auf dem alten, 1851 errichteten Pegel am Tetschener-Quai gemacht, von da an werden sie an dem sogenannten Kettenbrückenpegel vorgenommen. Harlacher hat die Reduction des Quaipegels auf den Kettenbrückenpegel mitgetheilt.[2] Mittels derselben sind dann die in Tab I niedergelegten Daten über den Wasserstand der Elbe auf den Kettenbrückenpegel übertragen worden. Harlacher hat auch die Consumtionstabelle für den Kettenbrückenpegel mitgetheilt[3], und diese ist bei der Berechnung der Wasserführung vom Jahre 1879 an benützt worden.

Es muss aber noch eine Correctur an den mitgetheilten Pegelständen vorgenommen werden, um sie für die Berechnung der Wasserführung des Flusses benutzen zu können. Der Wasserstand des Flusses wird bekanntlich durch zwei Momente bedingt: 1. durch die Größe des Zuflusses, 2. durch die Abflussmöglichkeit. Die Abflussmöglichkeit unserer Flüsse wird wesentlich durch ihre Eisbedeckung beeinflusst, welche unter Umständen zu einer Aufstauung von Wasser führen kann. Man erha-

[1]) Die Einrichtung des Wasserstands-Prognosendienstes an der Elbe in Böhmen. Herausgegeben vom Technischen Bureau für das Kgr. Böhmen. 1892, p. 24.
[2] Harlacher, Arbeiten in der Elbe bei Tetschen (1883) p. 27. [3] A. a. O. [illegible]

dann hohe Wasserstände, welche nicht einer grossen Wasserführung entsprechen, wie eine solche bei den Schwellhochwässern stattfindet. Um nun aus den Wasserständen der Flüsse die Wasserführung herleiten zu können, muss man zunächst aus den Pegelaufzeichnungen das Stauwasser zu eliminieren trachten. Dies geschieht, indem man den während einer Stauperiode beobachteten Wasserstand ersetzt durch einen reducierten, hergeleitet aus den Wasserständen an Stationen, wo kein Stauwasser die Wasserstände gestört hat. Nun zeigt es sich, dass bei Tetschen Stauwasser vorhanden war, als in Außig und Dresden kein solches zu verzeichnen war. Die Beobachtungen an diesen beiden Orten konnten daher zu einer Reduction der Tetschener Pegelstände verwertet werden. Es wurden zu diesem Zwecke graphische Reductionstabellen des Außiger und des Dresdener Pegels auf die beiden Tetschener Pegel hergestellt. Mit Hilfe von diesen Tabellen geschah die Reduction der Tetschener Pegelstände für diejenigen Tage, wo in Tetschen Stauwasser notiert war oder nach den großen Unterschieden zwischen den beobachteten und den aus Außig und Dresden berechneten wahrscheinlich war. In einigen Fällen jedoch waren die Eisverhältnisse so ungünstig, dass weder Dresden noch Außig zur Reducierung des Wasserstandes benützt werden konnten, da auch dort gleichzeitig Stauwasser war. So war es z. B. vom 20. Januar bis 12. Februar 1881. Da es sich zeigte, dass während der dem Stau vorausgehenden Tage die Wassermenge in der Moldau bei Prag sich zur Wassermenge der Elbe des nächsten Tages, wie ungefähr 1 : 2 verhielt, so wurde dieser Umstand bei der Interpolation benützt und so die ungestauten Wasserstände für Tetschen berechnet, indem man dieses Verhältnis auch bei den Tagen annahm, an denen bei Tetschen Stauwasser war. Ein anderes Mal (im Januar 1889, vom 5. angefangen) wurde die Harlacher'sche Methode der Wasserstandsprognose zu Hilfe genommen. Im December 1879 mussten jedoch die Wasserstände während der Stauperiode durch graphische Interpolation ermittelt werden, wobei die Wasserstände des dem Stau vorangehenden Tages sowie des Tages nach Aufhören des Stauwassers, direct verbunden wurden. Die Genauigkeit aller dieser Interpolationen, welche den Einfluss des Stauwassers zu eliminieren trachten, wird wohl nicht immer die Genauigkeit der Wasserstandsprognosen im ungestauten Strome erreichen, schon deshalb nicht, weil das Wasser dabei oft mehrere Staubezirke zu durchfließen hat, und auch die Reductionstabellen nicht in allen Fällen vollkommene Giltigkeit haben[1]), sie müssen aber doch vorgenommen werden, da die Aufstauungen manchmal ganz gewaltige Werte erreichen können.

Tab. I. Tabelle der monatlich beobachteten und reducierten Wasserstandsmittel der Elbe bei Tetschen (Kettenbrückenpegel) in *cm*.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1875	+ 27	0	+ 57	+ 86	+ 22	−25	+17	−22	− 51	+ 3	+ 61	+131	25
1876	+ 47	+268	+318	+128	+ 49	+25	−22	−56	− 15	− 2	− 8	+ 82	+63
77	+ 41	+202	+153	+136	+ 36	−12	−24	29	− 88	− 32	− 33	− 9	+32
78	+ 77	+ 50	+216	+135	52	− 7	−32	−27	− 24	− 6	+ 8	− 16	+35
79	+188	+148	105	+124	+ 85	+74	+33	2	− 20	− 13	+ 18	(+ 27)	(+55)
80	(+ 74)	(+ 51	+139	+ 49	+116	+98	+ 8	+70	− 4	+ 32	+ 75	+176	+74)
1876–80	(+85	(+144	+186	+114	+ 68	+35	− 7	9	− 19	− 4	+ 12	(+ 42,	+52)

[1]) Die Einrichtung des Wasserstands-Prognosendienstes an der Elbe in Böhmen Herausgegeben vom Technischen Bureau für das Kgr. Böhmen (1892 p. 32.

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1881	(+120)	(+114)	+213	+ 84	+ 91	+39	+ 3	−22	+ 40	+ 35	+ 22	− 7	+65
82	− 3	− 4	+ 48	+ 19	+ 11	+ 14	− 7	+98	+ 60	+102	+145	+190	+56
83	+172	+ 60	+ 52	+ 76	+ 33	+56	+49	+43	− 9	+ 15	+ 1	+ 36	+49
84	+ 66	+ 95	+ 41	+ 52	+ 30	+30	−14	− 6	− 15	+ 29	+ 22	+130	+40
85	+ 55	+107	+111	+ 57	+ 6	−44	−28	−58	− 41	0	9	+ 73	+19
1881/85	(+ 82)	(+ 74)	+ 93	+ 58	+ 34	+23	+ 6	+12	+ 7	+ 36	+ 36	+ 84	+45
1886	+ 10	− 8	−103	+173	+ 16	+95	+84	− 4	− 26	− 19	− 29	+ 20	+85
87	+ 39	+ 51	+ 96	+103	+111	+18	42	−43	− 46	− 43	− 18	− 32	+16
88	+ 26	+ 55	+244	+225	+ 62	+11	+16	+83	+139	+ 79	+ 84	+ 10	+82
89	+120	+ 92	+126	+198	+101	+21	16	20	− 27	+ 94	+ 15	− 22	+56
90	+ 65	+ 36	− 81	+ 62	+ 99	+52	+54	+91	+261	+ 56	+ 68	+ 74	+65
1886/90	+ 52	+ 45	+190	+152	+ 78	+39	+19	−21	+ 60	+ 33	+ 18	+ 10	+55
1875/90	(+ 70)	(+82)	+131	+107	+ 69	+29	+ 7	+ 6	+ 12	+ 21	+ 25	+ 51	+49
1876/90	(+ 78)	(+88)	+136	+108	+ 60	+32	+ 6	+ 8	+ 16	+ 22	+ 22	+ 45	+51
1875/89	(+ 71)	(+85)	+135	+110	+ 55	+27	+ 3	+ 1	− 5	+ 18	+ 20	+ 49	+47

	reduciert				
	Dec.*	Jan.*	Febr.*	März*	Jahr*
1875	(+ 92)	+ 27	(− 22)	(+ 42)	(−19)
1876	(+ 14)	(+ 26)	(−205)	+318	(+55)
77	(− 22)	(+ 36)	+202	+153	(+31)
78	− 16	(+ 12)	+ 50	+216	(+30)
79	(− 7)	(+ 42)	(+ 83)	+105	(+44)
80	+176	(+ 62)	(+ 42)	+139	(+72)
1876/80	(+ 29)	(+ 36)	(+116)	+186	(+46)
1881	− 7	(+ 49)	(+ 63)	+213	(+53)
82	+190	− 3	− 4	+ 48	+56
83	+ 36	+172	+ 60	+ 52	+49
84	+130	+ 66	+ 95	+ 41	+40
85	(+ 58)	(− 1)	(+ 54)	+111	(+ 9)
1881/85	(+ 81)	(+ 57)	(+ 54)	+ 98	(+41)

	reduciert				
	Dec.*	Jan.*	Febr.*	März*	Jahr*
1886	−20	10	8	+108	+35
87	(−34)	(−17)	(−20)	+ 96	(+ 5)
88	+10	(− 2)	13)	(+188)	(+89)
89	−22	(+31)	(−43)	+126	(+40)
90	(+69)	+65	+36	+ 81	(+85)
1886/90	(+ 9)	(+ 5)	(+ 8)	(+119)	(+47)
1875/90	(+43)	(+32)	(+54)	(+127)	(+43)
1876/90	(+40)	(+32)	(+59)	(+133)	(+45)
1875/89	(+41)	(+30)	(+55)	(+130)	(+40)

Die Mittel dieser vom Einflusse des Stauwassers befreiten Wasserstände der Wintermonate und des Jahres sind gleichfalls in Tab. I zusammengestellt. Ein Vergleich dieser Zahlen mit den unreducierten zeigt (Vergl. Fig. 1), dass der Einfluss des Stauwassers auf die Monatsmittel des Wasserstandes in den Monaten mit Eisdecke ein sehr beträchtlicher werden kann. Er ändert z. B. den mittleren Wasserstand des Januars im Durchschnitte um 40 *cm*, in einzelnen Jahren jedoch kann der Unterschied zwischen reducierten und nichtreducierten Monatsmitteln bis zu 144 *cm* betragen (Jan. 1889), ja selbst das Jahresmittel kann infolge von Nichteliminierung des Stauwassers bis zu 16 *cm* zu hoch ausfallen, wie dies im Jahre 1889 der Fall war. Im Durchschnitt von 12 Eisjahren beläuft sich der Einfluss des Stauwassers auf 8 *cm*, während der 16 Beobachtungsjahre 1875/90 auf 6 *cm* im Jahresmittel, und in den einzelnen Monaten

Dec.	Jan.	Febr.	März
2 *cm*	38 *cm*	28 *cm*	4 *cm*

* Wintermonate und Jahresmittel wegen des Eisstau reduciert. Eingeklammert die Zahlenwerte, in welchen durch Reduction erhaltene Grössen enthalten sind.

Es ist also die Änderung des wahren Wasserstandes infolge von Stauwasser eine nicht beträchtliche, und erheblich geringer als die mittlere Änderung des Wasserstandes von Jahr zu Jahr (21 *cm*). Sie ist daher im allgemeinen nicht geeignet, den Sinn der Wasserstandsänderungen von Jahr zu Jahr zu ändern. Immerhin aber verstärkt der Einfluss des Stauwassers die Wasserstandsänderungen von Jahrfünft zu Jahrfünft, wie folgende Zusammenstellung ersichtlich macht:

Wasserstandsänderung	von 1876/80 auf 1881/85	auf 1886/90.
ohne Eliminierung des Stauwassers	— 7 *cm*	+ 10 *cm*
nach » » »	— 5 *cm*	+ 6 *cm*

Es ist also der Einfluss des Stauwassers bei Untersuchungen über Klimaschwankungen, wenn dieselben aus den fünf Jahresmitteln des Wasserstandes hergeleitet werden sollen, nicht ganz zu übersehen.

Wasserstandsänderungen von Monat zu Monat in *cm*.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
Mit Stauwasser	+12	+49	−24	−48	−30	−22	−1	+6	+9	+4	+26	+19
Ohne	+22	+73	−20	−48	−30	−22	−1	+6	+9	+4	+18	−11

Sehr bemerkenswert ist, wie vorstehende Zusammenstellung lehrt, der Einfluss des Stauwassers auf die monatliche Änderung des Wasserstandes. Eliminiert man ihn nicht, so zeigt sich vom August bis zum März ein continuierliches Ansteigen des Wasserstandes um 125 *cm*, dem dann ein Fallen um denselben Betrag von März bis August gegenübersteht. Merzt man den Einfluss des Stauwassers aus, so zeigt sich ein Ansteigen des Wasserstandes um 37 *cm* von August bis December, dann ein Fallen von 11 *cm* zum Januar, nach welcher Unterbrechung sich das Steigen bis zum März im Gesammtbetrage von 95 *cm* fortsetzt, dann fällt das Wasser bis zum August um 121 *cm*. Es dankt also das beobachtbare Ansteigen des Wasserstandes im Januar im wesentlichen dem Eisstau seine Entstehung. In diesem Umfange bestätigt sich die Ansicht von Heinrich Berghaus,[1] dass der Eisstand die wichtigste Ursache für den hohen winterlichen Stand der mittel- und nordeuropäischen Flüsse ist.

Nach den Wasserstandsverhältnissen kann man nach Vorstehendem an der Elbe drei Abschnitte des Jahres sondern: erstens den Winter von November bis Februar, mit mittlerem Stand und gelegentlich mit Eisbildung, ferner das Frühjahr, vom März bis Juni, ausgezeichnet durch ein rasch eintretendes und langsam fallendes Hochwasser, wogegen sich die Hochsommer- und Herbstmonate Juli bis October durch sehr niedrigen, langsam wachsenden Wasserstand kennzeichnen.

Das Stauwasser bezeichet eine Verzögerung des freien Abflusses des Wassers im Flusse. Während des Bestandes der Eisdecke wird ein großer Theil des Wassers auf längere oder kürzere Zeit zurückgehalten, um dann nach Aufbruch der Eisdecke meist sehr rasch zum Abflusse zu gelangen. Da der Abgang des Eises bei Tetschen im Durchschnitte anfangs März (siehe Tab. II) stattfindet, so werden im März Wassermassen zum Abflusse kommen, die zum Theil noch im vorangehenden Monate hätten abfließen sollen.

[1] Berghaus, Allg. Länder- und Völkerkunde 1837 II p. 328

Tab. II. Eisverhältnisse der Elbe an den Stationen Leitmeritz, Außig und Tetschen.

	1875/6	1876/7	1877/8	1878/9	1879/80	1880/1	1881/2	1882/3	1883/4	1884/5	1885/6	1886/7	1887/8	1888/9	1889/90	1875–80	1880–85	1885–90	1875–90
Datum des ersten Eises.																			
	Dec.	(Dec)	Dec.	Dec.	Nov.	Jan.	Dec.	Dec.	Dec.	Nov.	Dec.	Dec.	Dec.	Dec.	Dec.	Dec.	Dec.	Dec.	Dec.
Leitmeritz	5.	(20.)	20.	12.	20.	7.	24.	4.	6.	25.	11.	6.	21.	14.	1.	—	—	—	—
Außig ...	5.	(20.)	19.	13.	20.	7.	24.	4.	6.	24.	11.	6.	21.	14.	1.	—	—	—	—
Tetschen .	5.	(20.)	19.	13.	20.	7.	25.	4.	7.	24.	10.	6.	21.	14.	1.	—	—	—	—
																(13.)	13.	11.	(12.)
Datum des letzten Eises.																			
	Febr.	Febr.	Febr.	Febr.	Febr.	März	Febr.	März	Febr.	Febr.	März	März	März	März	März	Febr.	März	März	März
Leitmeritz	18.	18.	15.	11.	23.	9.	14.	24.	21.	23.	24.	9.	13.	22.	15.	—	—	—	—
Außig ...	18.	18.	14.	11.	25.	9.	19.	24.	20.	23.	25.	6.	13.	22.	10.	—	—	—	—
Tetschen .	19.	18.	14.	11.	25.	9.	14.	24.	20.	23.	25.	6.	13.	22.	10.	—	—		—
																17.	1.	16.	2.
Zahl der zwischen dem ersten und dem letzten Eise verflossenen Tage.																			
Leitmeritz	75	(60)	57	54	95	61	52	110	77	90	103	93	82	98	104	—	—	—	—
Außig ...	75	(60)	57	60	97	61	57	110	76	91	104	90	82	98	99	—	—		
Tetschen .	76	(60)	55	60	97	61	51	110	75	91	105	90	82	98	99	—	—		—
																(69)	78	95	(81
Zahl der Tage mit Eis.																			1877 90
Leitmeritz	—	—	50	43	82	55	39	26	19	35	57	71	68	68	76	(58.3)	34.8	68.0	--
Außig	—	—	51	58	85	62	42	34	15	47	61	(74)	74	78	79	(64.7)	40.0	73.2	—
Tetschen .	—	—	53	57	85	62	40	32	15	52	75	75	73	88	70	(65.0)	40.2	76.2	
Mittel	—	—	51.3	52.7	84.0	59.7	40.3	30.7	16.3	44.7	73.3	73.3	71.7	78.0	75.0	(61.7)	38.3	72.5	(57.8)
																(87.8)	54.1	75.4	(70.0)
Zahl der Tage mit Eisdecke.																			
Leitmeritz	—	—	24	11	46	18	—	—	—	9	—	48	16	15	29	—	5	21	--
Außig	—	—	—	—	27	46	—	—	—	13	—	46	—	14	—	—	12	12	-
Tetschen .	16	(6)	24	26	61	27	—	—	—	16	15	41	43	32	—	27	9	26	20

2. Die Eisverhältnisse der Elbe bei Leitmeritz, Außig und Tetschen.

Die Untersuchung der Stauverhältnisse des Elbewassers bei Tetschen setzt eine Kenntnis der Eisverhältnisse der betreffenden Stromstrecke voraus. Da dieselben an sich von nicht geringem hydrologischem Interesse sind, so seien die einschlägigen Ergebnisse im folgenden zusammengestellt. Es kommen hier die Beobachtungsstationen Leitmeritz, Außig und Tetschen in Betracht. In manchen Jahren sind die Aufzeichnungen in den veröffentlichten Beobachtungs-Journalen über die Eisverhältnisse sehr lückenhaft. Auch in den Jahren wo sie reichhaltiger waren, ergab ein Vergleich mit benachbarten Stationen offenbare Lücken, so dass Interpolationen nothwendig waren. Da nun alle drei Stationen, deren Daten über die Eisverhältnisse hier zusammengestellt sind, ähnlichen klimatischen Verhältnissen unterliegen, so ergab sich die Möglichkeit, mit Hilfe der Beobachtungen an einer Station, die Daten für die andere, flussabwärts gelegene, zu ergänzen, denn, da die drei Stationen nicht weit von einander entfernt sind,[1] so kann man wohl annehmen, dass, wenn auf einer flussaufwärts gelegenen Station Eistreiben mehr als einen Tag herrscht, Treibeis auch an der unterhalb gelegenen Station zur Beobachtung gelangen muss. Die Ergebnisse dieser Zusammenstellungen sind in der Tab. II enthalten.

Bei denjenigen Elementen, welche die Tab. II an erster Stelle enthält, beim Anfange und Ende des Eistreibens, können größere Unterschiede zwischen den verschiedenen Stationen infolge der Gleichheit ihres Klimas nicht vorkommen. Es kann bloß geschehen, dass sich der Anfang des Treibeises an der unteren Station um einen Tag verspätet, oder dass die untere Station Eis früher erhält als die obere, infolge von Eiszufuhr vonseiten eines zwischen beiden Stationen einmündenden Nebenflusses. Ein gleiches ist es mit dem Termin des letzten Eises, der auch infolge dieses Umstandes einen Unterschied von einigen Tagen bei den verschiedenen Stationen aufweisen kann.

Überdies enthält Tab. II ein Verzeichnis der Anzahl der Tage mit Eis. Man bemerkt, dass das Verhältnis der Tage mit Eis zur Anzahl der Tage zwischen dem ersten und letzten Eise stromabwärts größer wird, d. h. es wird ein umso größerer Theil dieser Zeit von den Tagen mit Eis eingenommen, je weiter man flussabwärts fortschreitet, ferner nimmt man wahr, dass in strengen Wintern ein viel größerer Theil dieser Zeit Eis aufweist, als in milden Wintern.

Die uns in diesem Falle am meisten interessierende Tabelle der Tage mit Eisdecke weist viel größere Unterschiede an den verschiedenen Stationen auf, denn die Zahl dieser Tage hängt nicht bloß von klimatischen Verhältnissen, die ja an allen drei Stationen nahezu dieselben sind, sondern auch von der Beschaffenheit des Flussbettes, welche das Stellen des Eisstoßes mehr oder weniger begünstigt. Es ergibt sich ferner, dass sowohl Eisstand als auch Stauwasser bei Tetschen öfters vorkommt und gewöhnlich auch länger dauert als in Außig. Einigemale ist es vorgekommen, dass sich das Eis bei Niedergrund unterhalb Tetschen gestellt hat und der Eisstoß sich nicht ganz bis Tetschen erstreckt hat, jedoch hat auch in diesen Fällen das Stauwasser bis nach Tetschen gereicht. Die Stelle des Flusses, von der sich der Eisstoß vorzubauen pflegt, liegt gewöhnlich elbaufwärts von Außig bei Wannow, was auch bedingt, dass bei Außig Stauwasser seltener vorkommt. Es scheinen

[1] Die Entfernungen betragen: Tetschen-Außig 26 *km.*, Außig-Leitmeritz 26·5 *km* (Elbe-Schiffahrts-Kalender 1883, p. 50.)

sich also hier, im Gegensatze zur Donau, gerade in den Durchbruchsstrecken die Eisstöße mit Vorliebe anzusetzen.

Tab. II, deren Inhalt auch in Fig. 1 wiedergegeben ist, ermöglicht einen Vergleich zwischen den Eisverhältnissen der Elbe beim Austritte aus Böhmen und jenen der mittleren Elbe bei Magdeburg und Barby, von welchen Stationen wir einiges Material haben, sowie mit den von Swarowsky untersuchten der Donau.[1])

Nach dem spärlichen Materiale, das wir über die Eisverhältnisse der Elbe von anderen Stationen haben, kann man Folgendes sagen: Bei Magdeburg[2]) trat in der 15jährigen Periode 1875—1890 das Eistreiben im Durchschnitt am 10. December, also noch um zwei Tage früher als bei Tetschen, was bei der Lage von Magdeburg in einer höheren Breite, auch zu erwarten ist. Die Elbe wird aber auch früher eisfrei in Magdeburg als in Tetschen, und zwar während der angenommenen Periode um drei Tage früher. (Den 27. Februar gegen 2. März bei Tetschen.) Der Zeitraum zwischen dem ersten und letzten Eis ist somit an beiden Stationen nahezu ganz gleich (82 Tage in Magdeburg gegen 83 Tage für Tetschen). Was die Zahl der Tage mit Eis betrifft, so ist das Material bei Maenss zu lückenhaft, um darüber Aufschluss zu geben und das Maenss'sche Resultat: 48 Tage mit Eis, im Mittel für die Periode 1841—1876, ist gewiss zu klein, wie dies auch ein Vergleich mit älteren Angaben darüber zeigt. So hat Berghaus[3]), als Mittel aus 56 Jahren der Periode 1730—1836 als Zahl der Tage mit Eis 62 Tage erhalten, was der Zahl, die wir für Tetschen gefunden haben, sehr nahe kommt. Ebenso hat Maas[4]) für Barby eine Eisdauer von 57 Tagen (Periode 1844—1876) gefunden.

Was die Donau betrifft, so ergibt sich nach dem von Swarowsky gesammelten Materiale für die Eisverhältnisse der Donau bei Wien während der Periode 1875—1890 folgendes: das erste Eis zeigt sich im Durchschnitte am 20. December, eine Woche später als bei Tetschen. Ja, selbst bei Deggendorf, der Station mit dem frühesten Termin des ersten Eises auf der ganzen von Swarowsky untersuchten Strecke (Ulm—Hainburg), führt die Donau Eis im Mittel erst vom 15. December an, also immer noch drei Tage später als die Elbe bei Tetschen. Die Befreiung vom Eise findet dagegen auf der Donau viel früher statt als auf der Elbe. Das letzte Eis geht bei Wien im Mittel schon am 6. Februar ab, während die Elbe fast noch einen ganzen Monat lang Eis führt (bis zum 2. März), ja selbst Eisgänge Ende März und anfangs April aufweisen kann. Während also zwischen dem ersten und dem letzten Eise auf der Elbe bei Tetschen im Mittel zwölf Wochen (83 Tage) verstreichen, beträgt dieses Intervall bei Wien nur sieben Wochen (50 Tage), ist also nur etwas mehr als halb so groß wie bei Tetschen. Auch kommen in dieser Spanne Zeit bei Tetschen relativ viel mehr Tage mit Eis vor, als bei Wien. Die 26 Tage mit Eis bei Wien (Durch-

[1]) Swarowsky, Die Eisverhältnisse der Donau. Geogr. Abh. V. 1. 1891, p. 49 ff. — [2]) Die Daten über Magdeburg sind den graphischen Tabellen, welche den Arbeiten von Maenss, Die Elbe bei Magdeburg, Mitth. Ver. Erdk. zu Halle a. S. 1885 und Maenss, Bewegung des Elbwasserstandes bei Magdeburg 1881—90. ib. 1891 beigegeben sind, entnommen. Diese Darstellungen sind nicht immer mit den Angaben in Übereinstimmung, welche über die Eisverhältnisse bei Magdeburg in den Wasserstands-Publicationen der böhmischen hydrographischen Commission angeführt werden. Für die Jahre, in welchen diese Notizen über die Eisverhältnisse in den Wasserstandstabellen der hydrographischen Commission enthalten sind (also bis 1882), wurden sie zur Completirung der Maenss'schen Zahlen herbeigezogen. — [3]) Berghaus, Allgemeine Länder- und Völkerkunde (1837) II. p. 297. — [4]) Maas, Über den Eisgang der Elbe. Zeitschr. für Bauwesen, 1877. Taf.

schnitt für die Jahre 1877—1890 wie bei Tetschen ebenfalls), machen bloß 52% der Zeit zwischen dem ersten und letzten Eise aus, während der Winter bei Tetschen 60 Tage mit Eis im Mittel aufweist, was 72% der Zeit zwischen dem ersten und letzten Eise ausmacht. Die Lage unter einer höheren Breite hat also für die Elbe bei Tetschen, in Bezug auf Wien, nicht bloß ein Auseinanderrücken der Termine des Anfangs und des Endes des Treibeises, sondern auch überhaupt einen stärkeren Reichthum an Eis zur Folge, gerade wie wir dies bei Tetschen während der strengeren Winter im Vergleich zu den milderen Wintern gesehen haben. Die Eisverhältnisse der Elbe sind also, wie dies bereits von Swarowsky hervorgehoben wurde [1], viel ungünstiger als auf der oberen Donau und der Schiffsverkehr während einer viel längeren Zeit unterbunden.

Von der Moldau bei Prag hat Fritsch [2]) zehnjährige Daten (1840—1850) bearbeitet und als mittleren Termin des ersten Eises den 2. December gefunden, also um mehr als eine Woche früher als bei Tetschen. Als den Tag des letzten Eises erhielt er den 26. Februar, also früher als in Tetschen. Dieses Datum kann in der Periode 1875—1890 eine Verschiebung erlitten haben, da das letzte Lustrum dieser Periode eine Reihe abnorm später Eisabgänge aufweist. Tage mit Eis hat die Moldau 69, was 80% der Zeit zwischen dem ersten und letzten Eise ausmacht.

3. Die Wassermenge der Elbe bei Tetschen.

Wie schon oben erwähnt, wurden in den Jahren 1875—1881 von Harlacher in der Elbe bei Tetschen Wassermengenbestimmungen bei verschiedenen Wasserständen vorgenommen, welche dann als Grundlage zu einer Consumtionstabelle dienten.

Die Messungen selbst, besonders diejenigen, bei denen die Geschwindigkeiten mit Hilfe des hydrometrischen Flügels bestimmt wurden, sind mit großer Sorgfalt ausgeführt worden, weswegen sie geradezu als Muster für alle neueren Messungen hingestellt werden. Gegen Harlacher's Art jedoch, mit Hilfe dieser bei verschiedenen Pegelständen ausgeführten Messungen die Consumtionstabelle zu entwerfen, aus welcher dann die jedem beliebigen Pegelstande entsprechende Wassermenge entnommen werden kann, wurde von zwei Seiten Einsprache erhoben.

Um nämlich auf Grund einiger Messungen bei verschiedenen Wasserständen eine Consumtionstabelle entwerfen zu können, muss bekannt sein, wie sich mit dem Pegelstande die Wassermenge ändert. Dies kann entweder graphisch oder rechnerisch ermittelt werden. Graphisch, indem man eine Curve construiert, welche sich den Messungsergebnissen möglichst anschmiegt. Dies ist die von Baumgarten zuerst angewandte courbe des débits [3], aus welcher man die den verschiedenen Pegelständen entsprechenden Wassermengen entnimmt. Auf diese Weise wurden von Harlacher die Consumtionstabellen der Pegel bei Karolinenthal, bei Brandeis und bei Laun ermittelt. [4]

[1]) A. a. O. p. 45. [2]) Fritsch, Über die constanten Verhältnisse des Wasserstandes und der Beeisung der Moldau bei Prag, sowie die Ursachen, von welchen II dieselben abhängig sind. Sitzgsber. K. Akad. Wien math.-nat. Cl. 1851. Bd. VI. Tab. VI. [3]) Baumgarten, Sur la portion de la Garonne ... en aval de l'embouchure du Lot., et sur les travaux qui y ont été exécutés de 1837—47. Annales des ponts et chauss. T. 16. 1848. p. 45. [4]) Harlacher und Richter, Mittheilungen über eine einfache Ermittlung der Abflussmenge der Flüsse und über die Vorherbestimmung der Wasserstände. Allgemeine Bauztg. 1886. pp. 26, 27, 28.

Die zweite Methode ist die rechnerische; sie wurde zuerst von Lombardini verwendet.[1]) Man geht dabei von der allgemeinen Formel $Q = \zeta (H + a)^x$ aus. In der Formel bedeutet Q die Wassermenge beim Pegelstande H. Man hat nun vor Harlacher die durch die Formel bestimmte Curve als sogenannte quadratische Parabel angesprochen und demgemäß $x = 2$ gesetzt, und es wurden dann die Constanten ζ und a mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate aus den gemessenen, respective beobachteten Werten von Q und H berechnet. Harlacher ist davon insoferne abgewichen, als er annahm, dass x nicht für den ganzen Verlauf der Wassermengencurve constant bleibe, sondern bei höheren Wasserständen kleiner werde, weswegen eine Formel nicht für den ganzen Verlauf der Wassermengencurve giltig sein könne, sondern dass wenigstens deren zwei, die eine für höhere, die andere für tiefere Wasserstände berechnet werden müssen. Um aber x berechnen zu können, musste der Wert von a, des Ausgangspunktes der Curve, in die Formel eingesetzt werden; Harlacher nahm ihn gleich der Tiefe der seichtesten Furt der vermessenen Flussstrecke unter dem Nullpunkte des Pegels an. Auf diese Weise wurde von Harlacher die Consumtionstabelle für den Tetschener Pegel (welche auch auf den Kettenbrückenpegel umgerechnet wurde) mit Hilfe nachstehender Formel berechnet. Für Wasserstände zwischen —0.60 m bis +1·693 m Tetschener Pegel, nach der Formel: $Q = 78\cdot09\,(H + 1\cdot45)^{1\cdot723}$, während für die höheren Wasserstände die Formel $Q = 124\cdot86\,(H + 1\cdot45)^{1\cdot581}$ gilt.

Gegen diese Art der Berechnung hat Sasse[2]) Einsprache erhoben und zu zeigen unternommen, dass die Messungen selbst ein solches Abweichen von dem bisher angewandten Verfahren nicht rechtfertigen, ja dass sich die nach der älteren Methode berechnete Formel, den Beobachtungen (soweit sie auf dem einwurfsfreien Wege der Messung der Geschwindigkeiten mit Hilfe des hydrometrischen Flügels in verschiedener Tiefe gewonnen wurden) besser anschmiege als die Harlacher'sche Curve. Außerdem beanstandet Sasse die Wassermengen bei höheren Wasserständen, welche bloß aus Schwimmermessungen an der Oberfläche erhalten wurden, als zu klein.

Ohne die Richtigkeit der Sasse'schen Ausführungen von theoretischem Standpunkte aus bezweifeln zu wollen, wurden hier doch die von Harlacher berechneten Consumtionstabellen beibehalten. Es geschah dies aus folgenden Gründen: erstens sind die Unterschiede der von Harlacher und der von Sasse berechneten Zahlen bei den mittleren Wasserständen gar nicht groß und namentlich kleiner als die Unterschiede der einen und der anderen gegen die Messungsergebnisse selbst, so dass kein Grund vorlag, die schon fertig vorliegenden Consumtionstabellen aufzulassen und neue zu berechnen. Zweitens aber widersprechen die Ergebnisse der Sasse'schen Formel für höhere Wasserstände den Messungsergebnissen Harlacher's, die wir schon deswegen nicht missen können, weil wir keine anderen besitzen. Endlich hat sich Sasse selbst gar nicht gegen die Verwendung dieser Formeln zur Berechnung von Consumtionstabellen ausgesprochen, sondern nur vor dem unbedingten Zutrauen zu den auf solche Art gewonnenen Zahlen gewarnt und ihre Verwendung zu theoretischen Schlussfolgerungen abgewiesen, die sich auf die Gesetze der Bewegung des Wassers in Flüssen beziehen.

---

[1]) Baumgarten, Sur les rivières de la Lombardie et principalement sur le Pô. Annales des ponts et chauss. 1847, I, 157. [2]) Sasse, Über die hydrometrischen Messungen in der Elbe. Allg. Bauztg. 1888.

Auch Schreiber hat in seiner Abhandlung: »Die Beziehungen zwischen dem Niederschlage in Böhmen und dem Wasserabflusse in der Elbe bei Tetschen«[1] gegen das von Harlacher befolgte Interpolations-Verfahren Einsprache erhoben. Schreiber möchte nicht die Wassermenge direct als Function des Pegelstandes gesetzt sehen, sondern jeden ihrer beiden Factoren (Profilfläche und mittlere Geschwindigkeit) für sich entwickeln. Es ist dies die alte Methode der Berechnung der Consumtionstabellen, wie sie vor Lombardini in Übung war[2], und seither aufgelassen wurde, da es sich zeigte, dass die Wassermenge sich viel besser als Function des Wasserstandes darstellen lasse als die Geschwindigkeit. Auch Harlacher hat nach dieser Methode seine Consumtionstabelle der Elbe bei Herrnskretschen berechnet,[3]) sie aber bei der Berechnung der Tetschner Consumtionstabelle nicht mehr verwendet.

Doch, seien die zu interpolierenden Wassermengen auf diese oder jene Weise ermittelt worden, das eine wird man stets im Auge behalten müssen, dass allen diesen Zahlen nur eine relative Bedeutung zukommt. Schon die ersten im größeren Maßstabe ausgeführten Wassermengenbestimmungen in Flüssen zeigten, dass bei gleichen oder fast gleichen Wasserständen recht verschiedene Wassermengen abfließen können, je nachdem das Wasser im Steigen oder im Fallen begriffen ist. Denn an der Vorderseite einer Hochwasserwelle sind in Folge des größeren Gefälles auch die Geschwindigkeiten größer, wie dies schon aus der alten Chézy'schen Formel $v = c\sqrt{RJ}$ hervorgeht, es können also durch dasselbe Profil, größere oder kleinere Wassermengen durchgeführt werden, je nachdem das Gefälle (J) größer oder kleiner wird. Besonders aufmerksam wurde man auf diese Ungleichheit der abgeflossenen Massen bei gleichen Wasserständen, als die Messungen am Mississippi oft sehr große Unterschiede, bei gleichen oder nahezu gleichen Wasserständen ergaben.[4])

Die Tetschner Messungen sind meist bei Beharrungszustand gemacht worden, gelten also für einen mittleren Zustand, welcher erhalten würde, wenn die raschen positiven und negativen Änderungen entfielen. Es werden also die nach diesen Messungen berechneten Consumtionstabellen bei raschen Wasserstands-Änderungen Wassermengen angeben, welche entweder größer oder kleiner sind als die wirklich zum Abfluss gekommenen Wassermengen, und zwar je nachdem das Wasser im Steigen oder im Fallen begriffen war. Nun gleichen sich aber im Laufe eines Jahres die negativen und positiven Änderungen des Wasserstandes aus, gerade so wie die Summe der positiven Änderungen des Wasserstandes der Summe der negativen Änderungen im Laufe eines Jahres die Wage hält.[5]) Bei längeren Perioden (Jahren, vielleicht auch Monaten) wird man also der wirklich abgeflossenen Wassermenge sehr nahe kommen, obgleich die für die einzelnen Tage angesetzten Mengen von den wirklich abgeflossenen im positiven oder negativen Sinne abgewichen sein mögen. Wie groß diese Abweichungen in der Elbe bei Tetschen in den einzelnen Fällen sein können, wissen wir nicht. Nach den Messungen

[1]) Mitth. Ver. f. Erdk. Lpz. 1891 p. 93 ff. [2]) So z. B. von Escher von der Linth für den Rhein bei Basel. Biblioth. Universelle 1821. T. XVII p. 274 ff. Venturoli für die Tiber bei Rom. Humphreys and Abbot, Hydraulics of the Mississippi. (1861) p. 193. [3]) Harlacher, Zur Hydrographie Böhmens. Techn. Blätter. 1872 p. 160 und 1874 p. 178. [4]) So hatte man auf der Station Columbus (1857) bei fast gleichen Wasserständen, das eine Mal: 19,010 m^3, das andere Mal 30 060 m^3, also einen Unterschied von 11 050 m^3 = 58% der ersten Zahl. Humphreys and Abbot, Hydraulics of the Mississippi Tab. XIX. [5]) Sasse. Zur Frage der Abnahme der Wassermassen in den Flüssen. Deutsche Bauztg. 1874, p. 414.

Harlacher's zu urtheilen, dürften sie nicht hohe Beträge erreichen, denn auch diejenigen von seinen Messungen, welche bei stärkeren Wasserstandsänderungen ausgeführt wurden (es sind dies die Messungen im März 1881), schmiegen sich seiner Wassermengencurve sehr gut an, so dass die Differenzen +2% nicht übersteigen, also innerhalb der Fehlergrenzen einer Wassermengenbestimmung (± 6%) nach Harlacher bleiben.

Es darf auch nicht übersehen werden, dass die Consumtionstabellen nur so lange gelten, als die Wasserbewegung im Flusse eine gleichförmige ist. Bei großen Hochwässern kann nun der Fall eintreten, dass die Wasserbewegung infolge von Unregelmäßigkeiten des Flussbettes, ungleichförmig wird, dass sich da und dort Aufstauungen bilden, welche einen falschen Begriff von der wirklich abgeflossenen Wassermenge geben können.[1]) Ob sich solche Einflüsse in unserem Falle schon bei den Wasserständen der untersuchten Periode geltend machen können, ist nicht bekannt. Von Sasse[2]) wird angenommen, dass der höchste in Tetschen bekannte Wasserstand (+ 10·38 *m* am 31. März 1845) nur durch Aufstau zustande gekommen wäre; es wären also dabei nicht ca. 10.000 m^3 abgeflossen, wie es nach der Formel sein sollte, sondern eine viel kleinere Menge, und zwar entsprechend den an weiter flussabwärts gelegenen Stationen beobachteten Wasserständen und daraus berechneten Mengen bloß höchstens 6—7000 m^3. Solche Umstände treten jedoch sehr selten ein, und ihr Einfluss wird, wenn er sich auch in dem betreffenden Monatsmittel zeigen sollte, schon auf das Jahresmittel von ganz geringem Einflusse sein können.

Noch zwei Umstände bewirken, dass die Zahlen der Consumtionstabelle nicht unbedingt Giltigkeit haben: nämlich die Wassertemperaturen und der wechselnde Grad der Oberflächenspannung. Der Einfluss der Temperatur auf die Viscosität des Wassers und die daraus folgende Ungleichheit der Wassermengen, welche bei verschiedenen Temperaturen aus Röhren ausfließen, ist von mehreren Forschern durch Experimente festgestellt worden. Einen wie großen Einfluss jedoch die Temperatur des Wassers auf die abfließende Wassermenge in offenen Gerinnen hat, darüber sind noch keine Messungen gemacht worden. Es dürfte aber, nach den Untersuchungen Unwin's[3]) zu urtheilen, dieser Einfluss auch bei offenen Gerinnen nicht außeracht gelassen werden, da die Größe der Reibung für 1° Temperatur-Erhöhung um 0.3% abnimmt. Nun schwanken, wie Forster[4]) gezeigt hat, die Temperaturen der Flüsse Mitteleuropas, speciell die der Elbe um 10° um das Mittel, so dass sich Unterschiede der Wasserführung bei gleichen Pegelständen, im Sommer und Winter auf 6% erheben können. Da nun die meisten Wassermengenbestimmungen bei Tetschen, welche die Grundlage der Consumtionstabelle bilden, in den Sommermonaten gemacht wurden, so dürften die Zahlen der Consumtionstabelle für alle anderen Monate, speciell aber für die Wintermonate, wo die mittlere Geschwindigkeit bei gleichen Wasserständen einen großen Unterschied gegenüber den Sommermonaten aufweist, zu große Wassermengen angeben. Es dürfte also die gefundene mittlere jährliche Abflussmenge die in Wirklichkeit abgeflossene um einiges übertreffen.

[1]) Kindermann. Die Bestimmung v. Hochwassercubaturen b. ungleichförmiger Wasserbewegung. Wochenschr. d. österr. Ing.- u. Architect.-Ver. 1887 p. 98. — [2]) Sasse. Die hydrom. Arbeiten in der Elbe. Allg. Bauztg. 1886 p. 35. [3]) Penck. Morphologie der Erdoberfläche 1894. I. S. 275. [4]) Forster, Die Temperatur fließender Gewässer Mitteleuropas. Geogr. Abh. V. 4. 1894.

Die sich also ergebende Differenz wird jedoch wahrscheinlich, zum Theile wenigstens, compensiert durch den wechselnden Einfluss der Oberflächenspannung des Wassers. Nach van der Mensbrugghe[1] hat der öftere Wechsel der Oberflächenschichten, wie er bei stärkerer Verdunstung eintritt, zur Folge, dass sich die Wirkungen der einzelnen einander ersetzenden Oberflächenschichten addieren. Es wird also im Sommer die durch die Oberflächenspannung des Wassers bedingte Verzögerung der Oberflächenschichten ihren höchsten Wert erreichen und infolgedessen der oben erwähnten Erleichterung des Abflusses wirksam entgegenwirken können.

Trotz aller dieser Ungenauigkeiten im einzelnen, die sich beim Gebrauch der Consumtionstabelle ergeben, kann man in Hinblick darauf dass die eine allgemeine Giltigkeit der Consumtionstabellen beeinträchtigenden Ursachen vielfach einander entgegenwirken, doch annehmen, dass sich bei einer längeren Periode diese Ungenauigkeiten compensieren und die Endresultate der Wahrheit nahe kommen werden, wenn nur die Consumtionstabelle in der richtigen Art und Weise verwendet worden ist.

Tab. IIIa. Wahre mittlere monatliche Abflussmengen (in m^3 pro sec.) der Elbe bei Tetschen.

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1875	216	(121)	(292)	402	189	115	203	[illegible]	*62	177	334	(449)	(224)
1876	(214)	(1085)	1380	542	289	226	121	*65	134	162	146	(200)	(378)
77	(254)	884	646	585	246	[illegible]	116	107	92	101	*99	(116)	(278)
78	(222)	295	908	563	294	151	102	110	115	149	180	133	269
79	(283)	(420)	467	529	396	373	238	159	122	139	203	(149)	(288)
80	(375)	(326)	621	279	520	428	183	388	169	219	362	764	(389)
76/80	(270)	(602)	604	500	349	262	152	165	126	160	198	(272)	(320)
1881	(316)	(312)	969	[illegible]	421	316	170	120	258	243	212	149	(328)
82	(158)	165	280	*204	168	194	151	439	320	447	612	819	335
83	784	314	297	356	240	372	266	276	144	194	164	260	308
84	339	441	*259	292	237	254	193	147	133	239	219	577	274
85	(165)	(321)	490	307	*174	*82	110	69	86	164	144	(335)	(204)
81/85	(352)	(311)	459	309	252	244	182	210	[illegible]	257	276	(428)	(289)
1886	190	145	623	736	199	476	398	154	111	125	107	217	291
87	(180)	*(123)	449	454	497	210	*85	85	*79	*83	128	*(99)	*202
88	(168)	(138)	(394)	949	332	190	190	411	[illegible]	381	246	187	(393)
89	*103	(295)	610	831	457	212	129	123	119	430	196	118	(301)
90	(382)	263	415	322	462	297	296	447	1197	301	447	(381)	(484)
86/90	(194)	(193)	(598)	658	389	277	220	244	423	264	225	(200)	(324)
75/90	(268)	(353)	(600)	484	334	252	166	201	234	224	239	(310)	(306)
76/90	(272)	(368)	(621)	489	330	261	184	206	246	227	233	(300)	(311)
75/89	(261)	(359)	(612)	494	326	249	178	182	170	219	225	305	(297)

* Minima, (fett) Maxima, ( ) Werte, welche interpolierte Größen enthalten

[1] G. van der Mensbrugghe, Über eine merkwürdige Eigenthümlichkeit der Wasserläufe und über eine Ursache der plötzl. Hochwasser. Bulletin de l'Acad. roy. de Belgique 1891 ser. 3 T. XXI, p. 327. Referat in der Naturwissenschaftl. Rundschau VI (1891), p. 328, 329.

Tabelle III a sowie Fig 1. enthalten die mittleren monatlichen und jährlichen Abflussmengen der Elbe bei Tetschen. Entsprechend dem niedrigsten Wasserstande des Juli hat dieser Monat die geringste Wasserführung, nämlich 184 m^3 sec. im 15jährigen Mittel. Dann steigt die Wasserführung bis zum September, zeigt im October eine kleine Minderung, welcher dann im December eine Mehrung folgt. In diesem Monate beträgt sie 300 m^3 sec., kommt also ebenso wie im Mai der mittleren jährlichen recht nahe, dann fällt sie im Januar auf 272 m^3 sec. und erhebt sich dann rasch auf 600 m^3 sec. im März. Es ist also die mittlere Wasserführung im März mehr als dreimal so groß wie die des Juli, dabei ist die Vermehrung der Wassermenge vom Februar zum März eine beinahe ebenso große, wie die Minderung vom März zum Mai. Sohin erscheint der März als eigentlicher Hochwassermonat. Die Minderung der Wasserführung vom September zum October tritt in den Pegelständen nicht hervor, und man hat daher in der Elbe bei Tetschen ein Beispiel dafür, dass der Gang der monatlichen Wasserstände nicht dem der mittleren monatlichen Wasserführung entspricht. Die monatlichen Änderungen der letzteren m^3 sec. sind in Folgendem zusammengestellt:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
+96	+253	−182	−159	−69	−77	+22	+40	−19	+6	+67	28

Die Wasserführung desselben Monats in den verschiedenen Jahren ist sehr wechselnd, wie aus Tabelle III b zu entnehmen ist. Die **größte mittlere monatliche** Wassermenge beträgt in der Regel ein Mehrfaches der niedrigsten, und zwar in den Wintermonaten das 5—9fache, in den Sommermonaten April bis September das 3—5fache. Eine Ausnahme machen August und September, und zwar lediglich infolge des großen Hochwassers von 1890. Der Unterschied zwischen der größten und kleinsten Wasserführung ein und desselben Monats beträgt mehr als dessen mittlere Wasserführung während des 16jährigen Zeitraumes; er ist von März bis einschließlich October das 1—2fache, in den vier Wintermonaten November bis Februar das 2—3fache der mittleren Wasserführung, wie die letzte Zeile in Tabelle III b verräth. Hieraus ist zu entnehmen, dass es ziemlich langer Zeit bedarf, um die mittlere monatliche Wasserführung der Elbe genau kennen zu lernen.

Tabelle IIIb. Extreme der mittleren monatlichen Wasserführung der Elbe in m^3 pro sec. 1876—90.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Größte	784	1085	1380	949	520	476	398	447	1197	447	642	819	434
Kleinste	103	123	259	204	174	82	85	65	86	83	99	99	202
Verhältn. beider	7·6	8·9	5·3	4·6	3·0	5·8	4·7	6·9	13·9	5·4	6·5	8·3	2·2
Untersch. beider.	681	962	1121	745	346	394	313	382	1111	364	543	720	232
Mittlere	272	368	621	489	330	261	184	208	246	227	233	300	311
„ Verhält. d. letzt.	2·5	2·6	1·8	1·5	1·0	1.5	1·7	1·8	4·5	1·6	2·3	2·4	0·75

Auch die mittlere jährliche Wasserführung ist erheblichen Schwankungen unterworfen. Sie schwankt zwischen 202 und 434 m^3 sec. d. i. 65% und 140% des mittleren Wertes von 311 m^3 sec. Sie wird in Tabelle IV in ihren absoluten Werten in Kubikkilometern mitgetheilt; durch Division dieser Werte durch den Flächeninhalt des Einzugsgebietes von Tetschen ist die Abflusshöhe erhalten worden, d. h. die Höhe der jährlich abfließenden Wasserschicht. Dieselbe ist gleichfalls in Tabelle IV enthalten. Des Vergleiches halber werden die entsprechenden Werte auch für die Moldau bei Prag und für 1886—90 auch der Kleinen Elbe

und Eger mitgetheilt. Tabelle V enthält die entsprechenden Größen für die einzelnen Monate.

Tab. IV. Wasserführung und Abflusshöhen der Elbe und ihrer Hauptzuflüsse in Böhmen.

	Wasserführung km^3				Abflusshohe mm.			
	Elbe	Moldau	Kl. Elbe	Eger	Elbe	Moldau	Kl. Elbe	Eger
1875	7·06				[illegible]			
1876	11·91	5·32			234	190		
77	8·76	3·36			172	132		
78	8·47	3·37			166	125		
79	9·07	4·60			178	171		
80	12·25	6·06			240	225		
1876/80	10.08	4.57			198	170		
1881	10 17	5·07			200	[illegible]		
82	10 55	4·72			207	176		
83	9·70	4 25			[illegible]	158		
84	8 63	[illegible]			169	135		
85	6·43	3·02			[illegible]	112		
1881/85	9·10	4·13			179	153		
1886	9·17	4.91	2·58	0·98	180	183	198	195
87	6·36	2.99	1·76	0 85	125	111	135	170
88	12 38	[illegible]	4·16	1·26	243	257	318	252
[illegible]	9 48	4.41	3 34	1·04	186	164	255	208
90	13·67	8.47	3·72	1·23	268	[illegible]	284	[illegible]
1886/90	10·21	5·54	3·11	1·07	200	206	238	214
1876/90	9·60	4·76			192	177		

Tab. V. Mittlere Wasserführung und Abflusshöhen der Elbe und ihrer Zuflüsse. Gesammtwasserführung in km^3.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Elbe	0·73	0·89	1·66	1 27	0·88	0·68	0 49	0·55	0·64	0·61	0·60	0·80	9·80
Moldau	0·35	0·42	0·76	0·54	0 44	0 34	0·25	0·29	0 41	0·32	0·28	0 36	4 76
						Abflusshöhe in *mm*.							
Elbe	14·3	17·4	32 6	24·8	17·3	13·2	9·8	10·8	12·5	11·9	11·8	16·2	192 0
Moldau	13·0	15·5	28·2	19·9	16 4	12·8	9 2	10 8	15·2	11·8	10 8	13 4	176·5
						Abflusshöhen in *mm* 1886/90.							
Moldau	10·3	8 1	34·0	30 6	20.0	14 0	10·4	14 9	30 0	14·7	9·7	8 7	205·4
Kleine Elbe	13 8	13 5	34·7	41 3	23 1	17·0	14 5	14 9	18·0	17·1	15·0	14·9	237 8
Eger	14·4	12·6	40 7	37 8	24.1	14·5	11·8	11 8	10·9	11·8	12·4	11·8	214·6
Elbe	10·2	9·1	31·4	33·4	20·4	14·1	11·6	12·8	21·5	13·7	11·4	10 5	200 1

Es sei bemerkt, dass zur Ermittelung der wahren mittleren Abflussmengen der Elbe bei Tetschen die den einzelnen täglichen Pegelstanden entsprechenden Wassermengen herbeigezogen worden sind. Sie stellen also nicht die den mittleren monatlichen Pegelstanden entsprechenden Wassermengen dar. Beide Wassermengen sind bekanntlich einander nicht gleich, denn da das Verhaltnis der Wassermenge zum Pegelstande kein constantes ist, so können auch ihre Mittel

nicht äquivalent sein. Diese Thatsache wurde von allen älteren Autoren über diesen Gegenstand nicht aus den Augen gelassen. Dass ihre Nichtbeachtung zu recht groben Fehlern führen kann, hat besonders die lebhafte Discussion über die Schriften von Wex über die Abnahme des Wassers in Flüssen gezeigt.[1]) Ein Vergleich der wahren mittleren monatlichen Abflussmengen aus den den täglichen Wasserständen entsprechenden Wassermengen berechnet mit jenen Wassermengen, welche den mittleren monatlichen Pegelständen einzelner Jahre sowie der mehrjährigen Mittel entsprechen, zeigt, wie große Unterschiede zwischen diesen Zahlen in unserem Falle eintreten können. Man sieht, dass fast in der Regel die wahren mittleren Wassermengen größer sind als die aus dem mittleren Pegelstande derselben Periode berechneten Wassermengen; dies entspricht der Thatsache, dass die Pegelstände in arithmetischer, die Wassermengen jedoch in geometrischer Progression wachsen. Ferner ergibt sich, dass diese Proportionen ziemlich große Variationen von Monat zu Monat zeigen, Variationen, welche augenscheinlich keine ausgesprochene jährliche Periode haben und davon abhängig sind, ob in dem betreffenden Monate rasche Änderungen des Wasserstandes vorzukommen pflegen oder nicht. Am nächsten dem wahren Mittel kommen die Werte für den April und den Juli, in welchen Monaten der Unterschied zwischen der wahren mittleren Wasserführung und dem Mittel der den einzelnen mittleren monatlichen Pegelständen entsprechenden Wassermengen bloß 1% beträgt.

Tabelle VI. Extreme und Mittel der Verhältnisse der wahren Wasserführung zu der dem mittleren Wasserstande gehörigen Wasserführung in der Elbe bei Tetschen und in der Moldau bei Karolinenthal.

Elbe	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Mittel	Jahr
Max.	1·19	1·25	1·39	1·03	1·07	1·24	1·04	1·13	1·09	1·06	1·13	1·13	1·12	1·25
Min.	0·98	0·98	0·99	0·99	1·00	1·00	0·97	0·99	0·99	0·99	1·00	0·98	0·99	1·07
Mittel:														
arithm.	1.07	1·06	1·08	1·02	1·03	1·05	1·01	1·03	1·02	1·02	1·03	1·04	1·04	1·16
wahres	1.09	1·09	1·07	1·01	1·04	1·06	1·01	1·05	1·05	1·02	1·04	1·05	1·05	1·15
Moldau														
wahres	1·18	1·21	1·17	1·02	1·09	1·12	1·07	1·11	1·14	1·05	1·09	1·12	1·11	

Die vorstehende Tabelle VI zeigt die Grenzen, in welchen die Variationen jener Proportionen sich bewegten, sowie ihr arithmetisches (aus den Proportionen der einzelnen Monate, resp. Jahre) und wahres Mittel (aus den 15jährigen Mitteln beider Arten von Wassermengen). Die beiden auf oben erwähnte Art erhaltenen Zahlen für die mittleren Wassermengen können darnach in manchen Monaten um 39% von einander differieren, während es wieder Monate gibt, in welchen die wahre Wassermenge kleiner ist, als die dem mittleren Pegelstande entsprechende und zwar bis zu 3%. Bei den vieljährigen Mitteln zeigt sich schon eine größere Constanz der Unterschiede und 15jährige, aus den den einzelnen Monatsmitteln entsprechenden Wassermengen gebildete Mittel kommen der wahren Abflussmenge im Mittel auf 5% nahe. Man bekommt also die wahre Abflussmenge in der 15jährigen Periode bei der

[1]) cf. Sasse, Über die Wasserabnahme in den Bächen und Strömen Deutschlands, Halle, 1880, wo an mehreren Beispielen gezeigt wird, dass gleichen mittleren Pegelständen oft recht verschiedene mittlere Abflussmengen, ja auch, dass kleineren mittleren Pegelständen größere mittlere Abflussmengen entsprechen können.

Elbe genau, wenn man dem Mittel aus allen den, den einzelnen monatlichen Pegelständen entsprechenden Wassermengen noch 5% hinzufügt. Ja, man kann auf dieselbe Weise auch recht befriedigende mittlere Abflussmengen der einzelnen Jahre und die jährliche Periode erhalten, die Unterschiede werden in diesem Falle 4% nicht übersteigen.

4. Wassermengen der Moldau, Kleinen Elbe und Eger.

Wie oben schon erwähnt wurde, sind von Harlacher und Richter in ihrer Arbeit über die Wasserstandsprognose in Böhmen[1] die Consumtionstabellen noch dreier Stationen in Böhmen mitgetheilt worden und zwar 1. für die Moldau bei Prag (bezogen auf den Pegel von Karolinenthal), 2. für die kleine Elbe bei Neratowitz (bezogen auf den Pegel von Brandeis), sowie 3. für die Eger bei Laun. Es wurden diese Consumtionstabellen zur Berechnung der mittleren Abflussmengen dieser drei Flüsse bei den betreffenden Stationen angewendet; die Resultate sind in der Tabelle VII niedergelegt worden. Es ist dazu zu erwähnen, dass bei der Consumtionstabelle für Karolinenthal eine Ergänzung durch Extrapolation nothwendig war, da die Harlacher-Richter'sche Consumtionstabelle bloß bis zum Pegelstande +2·50 *m* reichte, während in den 15 Jahren, deren Beobachtungen berechnet wurden, Wasserstände bis zu +5·80 *m* vorkamen. Die Ergänzung der Consumtionstabelle geschah nach der Sasse'schen Methode, da sich ihre Ergebnisse den mitgetheilten Messungen Harlacher's gut anschmiegen. Es wurde dabei auf Grund der mitgetheilten Messungen mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate die Formel

$$Q = 101 \cdot 17\ (H + 0 \cdot 70)^2$$

gefunden, und mit dieser Formel wurde die Berechnung der Wassermengen bei Wasserständen von über 2·50 *m* ausgeführt.

Die jährlichen Änderungen der Wasserführung der Moldau vollziehen sich ganz ähnlich jenen der Elbe. Der Juli ist der wasserärmste Monat, dann nimmt die Wasserführung bis zum September zu, was vorzugsweise dem ungeheuren Hochwasser des Jahres 1890 zuzuschreiben ist. Der November erweist sich sodann als ein Monat geringerer Wasserführung. Im December zeigt sie ähnlich wie bei der Elbe ein secundäres Maximum, dem im Januar ein secundäres Minimum folgt. Nun hebt sich die Wasserführung rasch zum März, um im Juni wieder auf den Betrag des Januar zurückzufallen. Es tritt sohin die größte Wasserführung um einen Monat früher ein als in der Elbe, wie bei letzteren kommt aber dem Mai nahezu die mittlere Wasserführung des Jahres zu.

Tabelle VII. Secundliche Wasserführung in m^3 der Moldau bei Karolinenthal, der Kleinen Elbe bei Brandeis und der Eger bei Laun.

Moldau	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1876	113	560	551	184	120	109	70	84	85	78	72	73	169
77	99	432	230	179	85	58	58	48	47	51	*44	52	113
78	99	111	296	148	98	*57	48	60	83	105	112	79	107
79	174	221	250	258	220	176	116	72	62	73	75	60	146
80	179	131	230	113	354	215	101	229	99	133	143	364	192
1876–80	133	291	311	176	175	123	79	89	75	88	89	126	145

[1] Harlacher und Richter, Mittheilungen über eine einfache Ermittelung der Abflussmenge von Flüssen und über die Vorherbestimmung der Wasserstände. Allg. Bauzeitung, 1886.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
1881	131	134	415	186	275	202	100	66	119	113	109	75	161
82	70	71	103	*72	78	72	67	175	142	202	300	434	150
83	398	162	139	165	87	189	116	79	59	77	60	90	155
84	105	125	*89	94	*75	153	114	97	87	135	110	197	115
85	79	189	236	113	76	37	74	*31	42	76	70	167	96
1881 85	157	136	196	126	118	131	94	90	90	121	130	193	131
1886	106	62	407	315	96	321	203	76	61	64	46	105	156
87	62	*54	248	192	234	94	*28	87	*32	*35	58	*39	*95
88	102	67	509	503	146	72	69	253	462	268	118	62	220
89	*27	165	339	423	224	102	45	32	47	180	61	42	140
90	221	100	212	161	290	139	182	352	964	195	220	190	269
1886 90	104	90	343	319	202	146	105	150	313	148	101	88	176
1876/90	131	172	284	207	165	133	98	109	159	119	107	135	151
Kleine Elbe													
1886	67	54	125	236	64	114	92	45	29	40	37	73	82
87	63	55	93	133	108	62	27	25	18	21	40	29	56
88	69	61	280	301	138	75	80	151	157	100	90	76	132
89	49	103	194	250	137	60	57	61	54	178	86	(53)	106
90	93	91	159	124	118	117	99	84	196	79	129	136	118
1886/90	68	78	170	209	113	86	71	73	91	84	76	78	99
Eger													
1886	(9)	(15)	88	65	25	37	43	19	12	18	13	84	31
87	24	20	68	61	80	23	9	8	8	8	10	12	27
88	20	32	112	106	39	32	32	30	14	26	17	19	40
89	13	34	66	105	57	31	11	10	11	37	15	11	33
90	71	27	57	27	26	18	14	42	62	25	66	32	39
1886 90	27	26	76	73	45	28	22	22	21	22	24	22	34

Die Veränderungen des Wasserstandes der Moldau von Monat zu Monat erhellen aus folgender Zusammenstellung:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.
+41	+112	−77	−42	−32	−40	+16	+50	−40	−12	+28	−4

Die Wasserführung der Moldau weist in gleichen Monaten verschiedener Jahre, wie Tab. VII b lehrt, relativ weit größere Schwankungen auf, als die der Elbe bei Tetschen. Zwar sind auch bei der Moldau die Schwankungen der Sommermonate (mit Ausnahme der Hochwassermonate August und September 1890) relativ geringer als die der Wintermonate; während aber in jenen bei der Elbe die größte mittlere Wasserführung das 3—5fache der kleinsten ist, ist sie bei der Moldau deren 5—7faches, während ferner bei der Elbe während der Wintermonate das Verhältnis der kleinsten mittleren zur größten mittleren 1:9 bis 1:5 ist, ist es bei der Moldau 1:15 bis 1:6. Dagegen ist das Verhältnis zwischen der mittleren und dem Unterschiede der größten und kleinsten mittleren Wasserführung bei der Moldau nur unwesentlich größer als bei der Elbe, vgl. die letzte Zeile von Tab. VII b

Tabelle VII b. Extreme der mittleren monatlichen Wasserführung der Moldau in m^3 sec. 1876 90.

Wasserführg. m^3 sec.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Größte	898	560	551	503	354	321	203	352	964	268	300	434	269
Kleinste	27	54	89	72	75	57	28	31	32	35	44	39	95
Verhältnis beider	14·7	10 4	6 2	7·0	4 7	5 6	7 2	11·3	30·1	7 7	6·8	11·1	2·8
Unterschied .	871	506	462	431	279	264	175	321	932	233	256	395	174
Mittlere . . .	131	172	284	207	165	133	98	109	159	119	107	135	151
% Verhält. der letzt.	2·9	2·9	1 6	2·1	1 7	2·0	1·9	3 0	5 9	2 0	2 4	2 9	1·2

Die jährliche Abflussmenge schwankte in den Jahren 1876-90 zwischen 95 und 269 m^3 sec., d. i. 63 % und 178 % der mittleren von 151 m^3 sec. Bei der Elbe waren die Extreme der gleichen Periode 66 % und 142 % des Mittels. Es trägt sohin im Ganzen die Moldau einen extremen, weit mehr torentiellen Charakter als die Elbe.

Die absoluten Werte der Wasserführung sind bereits in den Tabellen IV und V mitgetheilt. Sie gelangen in Fig. 3 zur Darstellung.

Tabelle VIII. Die Wassermengen der Moldau bei Karolinenthal, der Kleinen Elbe bei Brandeis und der Eger bei Laun, verglichen mit der gleichzeitig in der Elbe bei Tetschen vorbeigeflossenen Wassermenge (in m^3 sec.)

1886	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Moldau	106	62	407	315	96	321	203	76	61	[illegible]	46	105	156
Kl. Elbe	67	54	125	236	[illegible]	114	92	45	29	40	37	73	62
Eger	(9)	(15)	83	65	25	37	48	19	12	[illegible]	13	34	31
Summe	182	131	615	616	185	472	338	140	102	117	96	212	269
Rest	8	14	8	120	14	4	60	14	9	8	11	5	22
Elbe	190	145	623	736	199	476	398	154	111	125	107	217	291
1887													
Moldau	62	54	[illegible]	192	254	94	28	37	32	35	58	[illegible]	95
Kl. Elbe	63	55	93	133	108	62	27	25	18	21	40	29	56
Eger	24	20	68	61	80	23	9	8	8	8	10	12	27
Summe	149	129	404	386	442	179	64	70	58	64	108	80	178
Rest	−19	−6	45	[illegible]	55	31	21	15	21	19	20	19	24
Elbe	130	123	449	454	497	210	65	85	79	83	128	99	202
1888													
Moldau	102	67	509	503	146	72	69	253	462	268	[illegible]	62	220
Kl. Elbe	69	61	280	301	[illegible]	75	80	151	157	100	90	76	132
Eger	20	32	112	106	39	32	32	30	14	26	17	19	40
Summe	191	160	[illegible]	910	323	179	181	434	633	394	225	157	392
Rest	−28	−22	−7	39	9	11	9	−23	−17	−13	21	30	1
Elbe	163	138	894	949	332	190	190	411	616	381	246	187	393
1889													
Moldau	27	165	339	423	224	102	45	32	47	180	61	42	140
Kl. Elbe	49	103	194	250	137	60	57	61	54	178	86	(53)	106
Eger	13	34	66	105	57	31	11	10	11	37	15	11	33
Summe	89	302	599	778	418	193	113	103	112	395	162	106	279
Rest	14	−7	11	53	[illegible]	19	16	20	−1	35	34	12	22
Elbe	103	295	610	831	457	212	129	123	113	430	196	118	301
1890													
Moldau	221	100	212	161	290	139	182	352	964	195	220	190	[illegible]
Kl. Elbe	93	91	159	124	118	117	99	84	196	79	129	136	118
Eger	71	27	57	27	26	18	14	42	62	25	66	82	39
Summe	385	218	428	312	434	274	295	478	1222	299	415	[illegible]	428
Rest	- 3	45	−13	10	28	23	1	−31	−25	2	32	23	6
Elbe	382	263	415	322	462	297	296	447	1197	301	447	381	434
1886-90													
Moldau	104	90	343	[illegible]	202	146	105	150	313	148	101	88	176
Kl. Elbe	68	73	170	209	113	86	71	73	91	84	76	73	99
Eger	27	26	76	73	45	28	22	22	21	22	24	22	34
Summe	199	189	589	601	360	260	198	245	425	254	201	183	309
Rest	−5	4	9	57	29	17	22	−1	−2	10	24	17	15
Elbe	194	193	598	658	389	277	220	244	423	264	225	200	324

Für die Moldau bei Karolinenthal wurde neben der wahren mittleren Wasserführung, ebenso wie für die Elbe bei Tetschen die den Monatsmitteln des Wasserstandes entsprechende Wasserführung bestimmt. Während bei der Elbe der größte Unterschied 39% beträgt, kommt bei der Moldau selbst ein Unterschied von 76% vor (März 1886) und die Unterschiede bei den Jahres- und Monatsmitteln sind ebenfalls größer als bei der Elbe. Während bei der Elbe die nach den zwei Methoden berechneten Wassermengen im 15jährigen Mittel einander auf 5% nahekommen, nähern sie sich bei der Moldau nur auf 10%, wie Tabelle VI lehrt. Man wird bei der Moldau, falls man richtige Werte erhalten will, die mittlere Wasserführung nur aus den täglichen Wassermengen herleiten dürfen.

In Tabelle VIII ist eine Zusammenstellung der Abflussmengen der Moldau, der Elbe oberhalb Brandeis, die wir als Kleine Elbe bezeichnen, und der Eger, welche zusammen 88·4% des Elbe-Gebietes oberhalb Tetschen entwässern, sowie der Elbe bei Tetschen gegeben. Im 5jährigen Mittel liefern die drei Constituenten 95% des Elbe-Wassers, das bei Tetschen vorbeifließt. Dieses Verhältnis ist jedoch weder für die einzelnen Jahre, noch für die einzelnen Monate ein constantes. Es kommen sogar einige Fälle vor, wo die Summen der Wassermengen an den drei Stationen größere Wassermengen ergeben als bei Tetschen wirklich abgeflossen sind, nämlich in den Wintermonaten und im Spätsommer. Bei den Wintermonaten ist die Ursache des Nichtübereinstimmens in dem Stauwasser zu suchen, dieses konnte nur bei Tetschen eliminiert werden, bei den anderen Stationen jedoch nicht, obwohl es zweifellos vorhanden war. Im Maximum erreicht der dadurch veranlasste Unterschied gegen Tetschen 17% (Januar 1888). Was die Sommermonate anbelangt, so dürfte die Nichtübereinstimmung mit rasch verlaufenden Hochwässern im Zusammenhang stehen, da bei diesen bekanntlich infolge der Zurückhaltung von Wasser im Innundationsgebiete[1] eine Verflachung der Hochwasserwelle eintritt. Dann treffen auch die Wasserstands-Prognosen nicht ein.[2]

Sieht man von den zwei Jahren 1888 und 1890, in denen der Einfluss der beiden erwähnten Fehlerquellen besonders groß war, ab, so können uns Daten für 1886, 1887, 1889 über die Provenienz des Elbe-Wassers, das bei Teschen abgeflossen ist, Aufschluss geben. Es ergibt sich nach dem Mittel aus den drei Jahren 1886, 1887 und 1889 dass die Elbe bei Tetschen zugeführt erhält:

von der Moldau oberhalb Prag 49%,
von der Kleinen Elbe oberhalb Brandeis 30·6%,
von der Eger oberhalb Laun 11·3%,

während die restlichen 9% aus jenem Theile des Flussgebietes der Elbe, der unterhalb von jenen drei Stationen liegt, herrühren. Mit anderen Worten, die Hälfte des Wassers, das bei Tetschen abfließt, rührt aus dem Flussgebiete der Moldau oberhalb Prag her, fast ein Drittel führt die Kleine Elbe zu, während der Rest zu fast gleichen Theilen aus dem Gebiete der Eger und jenem noch übrig bleibenden Theile des Elbe-Gebietes kommt. Man ersieht daraus, dass der Einfluss der Moldau auf die Elbe auch in Bezug auf die Wassermenge der bei weitem bedeutendste ist, obwohl er um einiges kleiner ist, als man nach dem

[1] M. Huber, Prof. Harlacher. Nekrolog. Technische Blätter, 1892. [2] Die Einrichtung des Wasserstands-Prognosendienstes an der Elbe u. Böhmen, herausgegeben vom technischen Bureau für das Königreich Böhmen (1892).

Verhaltnisse ihrer Flussgebiete erwarten würde. Die Flussgebiete der vier Theile des Elbe-Gebietes bis Tetschen sind nämlich, ausgedrückt in Procenten des ganzen Gebietes:

Moldau oberhalb Prag 52.9 %,
Kleine Elbe oberhalb Brandeis 25.7 %,
Eger oberhalb Laun 9.8 %,
Rest 11.6 %.

Tabelle VIII b gibt gleich Fig. 2 Aufschluss über die Beziehungen zwischen der Wasserführung der Elbe bei Tetschen und ihrer Nebenflüsse.

Tabelle VIII b. Wasserführung der Moldau, Kleinen Elbe und Eger im Vergleiche zur Elbe bei Tetschen 1886, 1887, 1889. Absolute Werte (in m^3 p. s.).

	Jan	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Moldau	65	94	331	310	191	172	92	48	47	93	55	62	130
Kl. Elbe	60	71	137	206	103	79	59	44	34	80	54	52	81
Eger	15	23	71	77	54	30	21	12	10	19	13	19	30
Summe	140	188	539	593	348	281	172	104	91	192	122	133	241
Rest	1	0	22	81	36	18	32	17	10	21	22	12	24
Elbe bei Tetschen	141	188	561	674	384	299	204	121	101	213	144	145	265
						In Procenten:							
Moldau	46	50	59	46	50	58	45	40	46	43	38	43	49
Kl. Elbe	42	38	24	31	27	26	29	36	34	38	37	36	31
Eger	11	12	13	11	14	10	10	10	10	9	9	13	11
Rest	1	0	4	12	9	6	16	14	10	10	16	8	10

5. Niederschlagsmengen.

Die im vorigen Abschnitte berechneten Abflussmengen der Elbe erlangen volle Bedeutung erst durch einen Vergleich mit den gleichzeitig gefallenen Niederschlagsmengen in Böhmen.

Es ist schon oben die Entwicklung des böhmischen ombrometrischen Netzes und sein wechselnder Stand dargelegt worden. Im ganzen liegen während der 15 Jahre, die hier bearbeitet wurden, Beobachtungen von 849 Stationen vor, es käme also auf 60 km^2 eine Station. Diese Stationen waren jedoch nicht während dieser ganzen Periode in Thätigkeit. Von 192 Stationen haben wir Beobachtungen bloß für weniger als fünf Jahre und bloß 462 Stationen können zehn oder mehr Jahre mit Beobachtungen aufweisen. Die ganze Periode umfassen bloß 52 Stationen, die wir Normalstationen nennen wollen.

Aus diesem Materiale wurde eine Regenkarte von Böhmen im Maßstabe von 1 : 420.000 construiert, aus welcher dann die mittlere Regenhöhe von Böhmen berechnet wurde. Zur Construction der Regenkarte wurden alle die 849 Stationen herbeigezogen, nachdem sie sämmtlich auf die gleiche Beobachtungsdauer reduciert worden waren. Dies geschah unter Befolgung des von Hann bei seinen Untersuchungen über die Regenverhältnisse von Österreich-Ungarn eingeschlagenen Weges. Es wurden nämlich von jenen Stationen, welche während der ganzen Dauer fungiert haben, die Regensummen der einzelnen Jahre in Procenten des 15jährigen Mittels ausgedrückt. Mit Hilfe dieser Relativzahlen wurden dann die lückenhaften Serien auf die 15 Jahre reduciert. Tab. IX gibt die Regensummen der einzelnen Jahre für die 53 Normalstationen. In Tab. X sind dieselben Daten, in Procenten der respectiven

Tab. IX. Niederschlagsmengen der einzelnen Jahre der Normalstationen in *mm*

	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885	1886	1887	1888	1889	1890	1876—90
1. Ganzes Gebiet der Elbe bis Tetschen.																
	590	577	591	635	755	606	737	576	620	515	662	498	721	623	783	639
2. Gebiet der Moldau bis Karolinenthal.																
Brewnow	467	467	470	609	685	684	729	669	572	496	669	540	731	661	674	608
Hohr	689	709	678	843	801	701	850	708	744	562	751	741	893	672	1066	761
Beneschau	551	621	558	662	675	573	797	612	686	509	746	633	792	649	937	667
Deutschbrod	527)	680	637	655	832	557	659	500	554	495	793	461	642	645	884	631)
Petrowitz	523	480	546	500	742	631	583	479	618	545	688	596	725	588	797	603
Mil[illegible]	667	617	753	656	842	624	785	615	625	588	747	668	944	740	883	717
Pilgram	599	557	691	622	974	768	852	578	572	557	729	574	758	621	(970)	(700)
Tabor	616	580	649	617	604	537	631	467	504	528	690	461	795	560	704	596
Černowitz	595	681	643	805	968	629	839	651	714	690	728	689	896	761	1049	749
Sobieslau	581	623	668	672	756	560	690	540	583	494	682	499	812	576	814	637
Neuhaus	712	651	793	809	896	635	698	589	619	534	732	550	716	736	791	697
Wittingau	606	694	775	669	913	726	803	541	691	594	730	526	855	578	(800)	(704)
Budweis	629	681	662	616	696	596	651	512	692	558	731	653	1044	539	854	674
Krumau	631	(721	1162)	593	705	595	704	522	649	457	801	594	746	623	1377	(725)
Schwarzbach	705	551	656	468	793	531	657	564	681	658	695	626	682	552	812	642
Winterberg	718	629	849	671	768	657	641	535	570	511	798	464	700	650	988	676
Pisek	488	479	506	497	703	537	626	447	578	505	648	503	775	476	(800)	(572)
Nepomuk	538	465	520	499	651	537	660	466	599	481	594	446	570	495	793	554
Klattau	598	593	552	555	754	576	705	462	755	462	604	404	713	650	836	614
Taus	533	608	543	533	738	669	680	522	658	545	718	421	683	529	857	616
Pilsen	562	581	508	507	612	451	657	423	563	503	563	281	520	457	(650)	523)
Přibram	679	539	495	450	498	746	728	523	630	511	596	464	622	463	749	580
Rabenstein	419	519	606	604	594	513	612	420	573	518	551	345	447	474	574	518
Rakonitz	442	498	475	472	506	523	534	440	428	400	586	309	580	573	577	485
Prag	417	432	379	485	584	498	579	476	459	351	522	491	546	532	638	492
Mittel	582	582	632	609	732	602	691	530	613	518	688	518	727	592	834	629

	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885	1886	1887	1888	1889	1890	1876–90
3. Gebiet der Kleinen Elbe bis Brandeis																
Turnau . .	655	673	632	733	858	561	864	691	738	568	596	532	840	687	769	694
Weisswasser .	682	715	726	837	909	589	934	664	764	467	722	610	810	782	815	736
Jungbunzlau .	438	537	455	669	788	538	779	617	603	386	599	415	681	567	672	581
Laučin . .	557	598	540	670	933	644	815	584	556	342	606	484	729	578	713	623
Dimokur	554	542	410	630	864	538	785	585	610	436	607	481	803	608	756	(614)
Kolin . .	528	605	711	708	859	740	908	748	670	544	681	566	870	751	788	712
Časlau	551	556	513	640	686	533	720	587	519	498	659	616	825	651	811	624
Jičin . .	702	509	595	804	893	591	819	726	748	538	711	537	918	708	825	714
Sloupno	546	524	438	788	727	528	721	461	509	430	540	431	650	586	703	559
Kukus	726	595	556	663	730	616	696	613	627	464	573	458	755	577	723	625
Politz . .	863	827	638	759	908	575	845	759	711	686	755	568	821	747	839	756
Böhm.-Skalitz	723	576	529	672	870	647	758	600	701	589	591	475	738	753	737	664
Josefstadt . .	629	577	493	600	731	609	695	533	580	481	551	439	712	643	746	601
Pardubitz .	648	616	625	690	918	589	659	527	584	434	871	493	697	637	809	640
Chrudim . .	537	494	501	720	808	516	726	726	679	557	684	486	693	678	804	641
Hlinsko . .	630	476	658	736	924	715	753	606	717	497	697	483	698	690	710	670
Chotzen . .	661	638	572	887	858	603	824	718	656	514	738	484	730	756	813	697
Leitomischl . .	680	585	618	826	918	581	851	701	736	538	662	528	783	802	940	717
Mittel . .	628	596	567	713	818	596	786	639	651	495	647	505	764	678	776	659
4. Gebiet der Eger bis Laun.																
Eger	703	610	606	550	658	608	782	463	535	594	618	394	630	575	645	594
Tepl . . .	737	511	555	680)	687	784	911	563	665	689	667	373	634	593	731	(655)
Karlsbad .	615	606	668)	612	540	(683)	947	596	622	482	712	411	685	616	766	(639)
Kupferberg .	705	(652)	590	852	981	907	620	928	810	890	556	583	910	843	853	(799)
Fünfhunden	397	411	424	460	509	587	619	567	422	452	499	360	501	451	489	476
Laun . . .	412	374	502	447	609	550	730	425	486	513	599	371	486	528	633	511
Mittel . .	595	527	559	592	664	686	768	590	590	593	658	414	641	606	686	612
5. Rest.																
Kulm . .	(569)	676	652	661	731	642	771	671	692	462	664	544	703	657	669	(651)
Lobositz	406	497	396	483	581	492	618	485	477	470	542	469	568	527	513	501
Hracholusk	392	467	491	589	669	564	760	539	550	495	705	484	578	699	690	576
Zlonitz	511	495	491	471	472	537	706	530	549	452	613	405	562	504	668	531
Mittel	469	534	497	551	614	559	714	556	567	470	631	476	603	597	635	565

Tab. X. Niederschlagsmengen der einzelnen Jahre der Normalstationen in Procenten des 15jährigen Mittels.

Station	Höhe in m	N Br		E v. Gr		1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885	1886	1887	1888	1889	1890	1876 80	1881 85	1886 90
1. Ganzes Gebiet der Elbe bis Tetschen.																							
						93	91	93	100	119	96	116	91	98	81	105	79	114	98	124	99	*97	104
2. Gebiet der Moldau bis Karolinenthal.																							
Břewnow	352	50	5'	14'	21'	76	76	77	100	114	114	120	111	94	82	111	89	120	110	112	*88	104	108
Hala .	475	49	57	15	29	91	93	89	111	105	92	112	93	98	74	99	98	117	88	140	98	*91	108
Be[illegible]hau	373	49	57	14	37	83	93	84	99	101	86	120	92	103	76	112	95	119	97	140	*92	95	113
Deutschbrod	422	49	36	15	35	83	100	101	104	132	88	104	79	88	78	126	73	102	102	140	104	*87	109
Petrowitz .	450	49	33	14	20	87	80	90	83	123	105	97	79	102	90	114	99	120	98	132	*93	95	113
M[illegible]n .	640	49	34	14	40	93	86	165	92	117	87	109	86	87	82	104	93	132	103	123	99	*90	111
Pilgram .	500	49	26	15	14	86	80	99	89	139	110	122	83	82	80	104	82	108	89	136	99	*96	105
Tabor .	450	49	25	14	39	103	97	109	104	101	90	106	78	85	89	116	77	133	94	118	103	*89	108
Cetrowitz . .	594	49	22	14	47	79	91	86	108	123	84	112	87	95	79	97	92	120	102	140	98	*92	110
S[illegible]sau . .	403	49	16	14	48	91	98	105	106	119	89	108	85	91	78	107	78	127	90	128	104	*90	108
Neuhaus . .	758	50	8	12	38	102	93	114	118	129	91	99	84	89	77	105	79	103	106	113	111	*88	101
Wittingau	433	49	0	14	46	95	98	111	95	130	103	114	77	98	84	104	75	121	82	114	106	*95	99
Budweis . .	384	48	59	14	28	94	101	98	91	103	88	97	76	103	83	108	97	155	80	127	97	*90	113
Krumau .	530	48	49	14	19	87	100	160	82	97	82	97	72	90	63	110	82	103	86	190	105	*81	114
Schwarzbach	725	48	44	14	7	110	86	102	73	124	83	102	88	106	102	108	97	106	86	127	99	*96	105
Winterberg	760	49	3	13	47	106	93	124	99	114	97	95	79	84	76	118	69	104	96	146	107	*86	107
Pisek .	378	49	19	14	9	86	84	89	87	121	97	108	78	101	88	113	88	135	83	140	*93	95	112
Nepomuk	459	49	32	13	35	97	84	94	90	118	97	120	84	109	87	108	81	103	89	143	*98	99	105
Klattau .	412	49	24	13	17	96	97	90	90	123	94	115	75	123	75	98	66	116	106	136	99	*96	105
Taus . .	428	49	27	12	56	87	99	88	87	120	109	111	85	107	88	116	68	111	86	139	*96	100	104
Pilsen .	311	49	45	13	23	108	111	98	98	117	86	126	81	108	96	108	54	99	87	129	106	99	*95
Příbram	508	49	41	13	0	117	93	84	78	84	129	124	90	108	88	103	80	107	80	129	*91	108	99
R[illegible]stein .	477	50	3	13	18	81	100	116	116	114	99	118	81	110	100	106	67	86	92	110	106	102	*92
Rakonitz	322	50	6	13	44	91	90	98	97	104	108	110	91	88	83	120	64	119	118	119	96	*95	100
Prag .	202	50	5	14	25	85	88	77	99	119	101	118	97	93	71	106	100	111	108	129	*94	98	100
Wahres Mittel						92	92	100	96	116	96	110	84	97	82	109	82	116	94	133	99	94	107

Station	Höhe in m	N. Br.	E. v. Gr.	1876	1877	1878	1879	1880	1881	1882	1883	1884	1885	1886	1887	1888	1889	1890	1876-80	1881-85	1886-90
3. Gebiet der Kleinen Elbe bis Brandeis.																					
Turnau	263	50° 35′	15° 9′	94	97	91	106	123	84	124	100	106	82	86	77	121	99	111	102	99	*99
Weisswasser	304	50 30	14 48	93	97	99	114	123	80	127	90	104	66	98	63	110	106	111	105	*93	102
Jungbunzlau	230	50 25	14 54	75	98	78	115	136	93	134	106	104	61	103	71	117	98	116	*99	100	101
Lautern	257	50 17	15 1	89	96	87	108	150	104	131	94	89	55	97	78	117	93	114	106	*94	101
Dimokur	240	50 15	15 12	90	89	67	102	141	88	126	95	99	71	99	78	131	99	123	98	*96	106
Kolin	225	50 2	15 12	74	85	100	99	121	104	128	105	94	76	96	80	122	106	111	*96	101	103
Časlau	263	49 55	15 23	88	89	82	103	110	85	115	94	83	80	105	99	132	104	130	*95	*91	114
Jičin	280	50 26	15 21	98	82	82	113	125	81	115	102	105	75	100	75	127	99	116	100	*96	104
Sloupno	230	50 15	15 30	98	94	78	105	130	94	129	82	91	78	96	77	116	105	124	101	*95	104
Kukus	293	50 24	15 53	117	95	89	107	118	99	111	98	100	74	92	73	120	92	116	105	*96	99
Pautz	450	50 32	16 13½	114	109	84	100	132	76	112	100	94	84	100	75	108	99	111	108	*93	99
Böhm.-Skalitz	284	50 24	16 3	109	87	80	101	131	97	114	90	106	89	89	72	111	113	111	102	*99	99
Josefstadt	278	50 20	15 57	105	96	82	100	121	101	116	89	97	80	92	73	119	107	124	101	*96	103
Pardubitz	220	50 31	15 47	101	96	97	108	143	92	103	82	91	68	105	77	109	99	126	104	*87	104
Chrudim	270	49 57	15 47	84	77	78	112	126	80	113	113	106	87	107	76	108	106	125	*95	100	105
Hlinsko	569	49 46	15 54	94	71	98	110	138	107	112	99	107	74	104	72	104	103	106	102	100	*98
Chotzen	287	50 0	16 13	95	92	82	127	123	87	118	103	94	74	106	69	105	109	117	104	*95	101
Leitomischl	347	49 53	16 19	95	82	86	115	128	81	119	98	102	75	92	74	110	112	131	101	*95	104
Wahres Mittel.				95	90	86	108	129	90	119	97	99	75	98	77	116	108	118	102	*96	102
4. Gebiet der Eger bis Laun.																					
Eger	455	50° 5′	12° 22′	118	103	102	93	111	102	131	78	90	90	104	66	108	97	109	105	98	*97
Tepl	658	49 59	12 52	112	78	85	96	105	120	139	86	102	105	102	57	97	91	112	96	111	*93
Karlsbad	347	50 13	12 53	96	95	105	96	85	107	148	93	97	75	112	64	107	101	120	*95	104	101
Kupferberg	838	50 25½	13 7	88	82	75	107	123	118	78	116	101	111	107	73	114	106	107	*95	104	101
Fünfhunden	256	50 19½	13 21	83	86	89	97	107	123	130	119	89	95	105	74	105	95	103	*93	111	96
Laun	201	50 21½	13 48	81	73	98	87	119	108	143	83	95	100	117	73	95	103	124	*92	*106	102
Wahres Mittel				97	86	91	97	109	112	126	96	96	96	108	68	105	99	112	*95	106	98
5. Rest.																					
Kulm	234	50° 42′	13° 56′	87	104	100	101	112	99	118	103	107	71	102	83	108	101	103	101	100	*99
Lobositz	153	50 31	14 3	80	99	79	97	116	98	123	97	95	94	108	94	113	105	103	*94	101	105
Hracholusk	180	50 25	14 15	68	81	78	102	116	98	132	93	96	86	122	84	100	121	120	*89	101	110
Zlonitz	229	50 17	14 5½	96	93	92	89	89	101	133	100	103	85	115	76	106	95	126	*92	101	104
Wahres Mittel				83	95	88	98	109	99	126	98	100	83	112	84	107	106	112	*95	101	104

15jährigen Mittel ausgedrückt, enthalten. Von einer Mittheilung der durch Reduction gewonnenen Werte für alle die 849 Stationen möge hier abgesehen werden: das Ergebnis liegt der beigegebenen Regenkarte von Böhmen zugrunde, welch letztere eine Verkleinerung der großen Originalkarte darstellt.

Bei der Construction dieser Regenkarte wurden nicht alle Stationen als gleichwertig angenommen, sondern, nachdem sich herausgestellt hatte, dass die Ergebnisse zahlreicher Stationen von kurzer Beobachtungsdauer nicht ganz verlasslich sind, wurden die Stationen mit mehr als zehn Jahren hauptsachlich berücksichtigt, während die Stationen mit kürzeren Beobachtungsreihen nur dort Anhaltungspunkte zur Construction der Isohyeten abgeben sollten, wo keine anderen Stationen in der Nahe waren, oder wenn ihre Ergebnisse von den nach den besseren Stationen für diese Gegend vermutheten Werten nicht zu sehr differierten. Außerdem wurden beim Entwerfen der Karte die Reliefsverhaltnisse des Landes berücksichtigt, was bei den bisherigen Regenkarten von Böhmen nicht geschehen ist. Die Unterschiede unserer Karte gegenuber der Karte von Studnička beruhen, abgesehen davon, dass Studnička als Grundlage zu seiner Karte nicht reducierte Beobachtungsreihen nahm, eben auf dieser Nichtberücksichtigung der orographischen Verhältnisse von Seiten Studnička's.

Tab. XI. Flächeninhalte der zwischen je zwei Isohyeten liegenden Gebiets-Antheile.

Elbe-Gebiet

	Moldau-Gebiet bis Prag		Elbe-Gebiet bis Brandeis		Eger-Gebiet bis Laun		Rest (10% -Gebiet)		Elbe-Gebiet bis Tetschen	
mm	km²	%	km²	%	km²	%	km²	%	km²	%
4— 500	133	0·5	—	—	670	13·4	659	11·2	1462	2 9
5— 600	[illegible]	30·8	1697	12·9	572	11 4	2731	46 4	13312	26·1
6— 700	8485	31·5	4734	36 5	1170	23·4	1434	24·4	15873	31·1
7— 800	7035	26·1	3283	25·0	1520	30 3	[illegible]	11·6	12519	24 6
8—1000	2043	7·6	2385	18·2	718	14·3	330	5·6	5475	10·7
10—1200	705	2·6	575	4·4	327	6 5	57	1·0	1664	3 3
> 1200	257	1·0	385	2 9	81	0 6	—	—	673	1·3
Summe	26971		13109		5008		5892		50979	
Direct gemessen	26973		13113		5008		5894		50989	
Nach: Harlacher	26980		13080		4920		5720		50998	

Moldau-Gebiet

	Wottawa-Gebiet		Beraun-Gebiet		Moldaugebiet bis Moldautein		Luschnitz-Gebiet		Sazawa-Gebiet		Moldau-Gebiets-Rest	
mm	km²	%	km²	%	km²	%	km²	%	km²	%	km²	%
4 - 500	20	0·5	80	0·9	11	0 3				—	22	1·0
5— 600	1421	37·7	4691	53·2	218	6·0	526	12 3	63	1·4	[illegible]	65·0
6— 700	859	22·8	2735	31·0	890	24·5	1599	37 5	1828	41·9	574	26 8
7 - 800	749	19·9	653	7·4	1480	40·9	1967	46·2	2032	46·6	154	7 2
8—1000	318	8 4	485	7·9	733	20·2	120	2 8	437	10·0	—	
10—1200	211	5·6	178	2·0	267	7·4	50	1 2	—	—	—	—
> 1200	191	5·1	40	0·5	26	0·7	-	—	-	—	—	—
Summe	3769		8812		3625		4262		4360		2143	
Direct gemessen	3773		8810		3629		4267		4354		2144	
Nach: Harlacher	3737		8857				4226		4353			
Becker							4232		4361			

Behufs Bestimmung der mittleren Regenhöhe von Böhmen und der einzelnen Flussgebiete, für welche wir oben die Wassermengen

gegeben haben, wurden auf der Karte die Flächeninhalte der Flächen zwischen je zwei Isohyeten planimetrisch bestimmt. Dadurch wurde festgestellt, welchen Antheil die einzelnen Regenhöhen an der Gesammtfläche von Böhmen nehmen. Die Zahlen, die dabei für die einzelnen Theile von Böhmen, sowie für das ganze Flussgebiet der Elbe bis Tetschen gewonnen wurden, sind in Tab. XI mitgetheilt.

In dieser Tabelle sind zum Vergleich mit unseren Resultaten auch die bisher bekannten Flächeninhalte der einzelnen Flussgebiete Böhmens aufgenommen worden. Die in Tab. XI niedergelegten Daten wurden zur Berechnung der mittleren Regenhöhe der einzelnen Theile des Flussgebietes der Elbe bis Tetschen benutzt. Es ergaben sich mittelst einer graphischen Auswertung (analog der Berechnung mittlerer Höhen durch die hypsographische Curve)[1] folgende Werte als mittlere Niederschlagshöhen des Elbegebietes bis Tetschen und seiner vier Theile:

	Niederschlagshöhe	Entsprechende Wassermenge m³ p. s.	%
Moldaugebiet bis Prag . . .	681 mm	592	52.9
Gebiet der Kl. Elbe bis Brandeis	747	809	27.6
Egergebiet bis Laun . .	710	112	10.0
Rest	600	106	9.5
Elbegebiet bis Tetschen .	692	1119	100

Als mittlere Regenhöhe von Böhmen ergibt sich also 692 *mm*. Dieser Wert weicht nicht weit ab von dem von früheren Bearbeitern dieses Gegenstandes erhaltenen.

v. Sonklar[2]) fand auf der böhmisch-mährischen Terrasse 701 *mm* (= 25.9 Par. Zoll); Kreil[3]) dagegen für ganz Böhmen bloß 638 *mm* (= 282.79 Par. Linien; Studnička[4]), über sehr reiches Material verfügend, hat aus seiner auf Grund dieses Materials entworfenen Regenkarte nach drei verschiedenen Methoden folgende Beträge erhalten: 680 *mm*, 681 *mm* und 683 *mm* als genauesten Wert. Als Mittel aus allen Stationen gibt er 693 *mm* an. Studnička's Zahlen beziehen sich auf ganz Böhmen, ihr Gebiet deckt sich also nicht ganz genau mit dem von uns angenommenen, doch ist der Unterschied kein großer.

Harlacher hat auch die Regenhöhen der einzelnen Jahre für das Flussgebiet der Elbe allerdings bloß auf Grund der böhmischen Stationen und als Anhang zu den Pegelbeobachtungen herausgegeben. Er benützte dazu Anfangs 74, später über 100 über das ganze Land möglichst gleichmäßig vertheilte Stationen, aus deren Beobachtungen er dann einfach das Mittel nahm. Diese von Harlacher berechneten Daten ergeben als 15jähriges Mittel 690 *mm*. Das Mittel aus den Regenhöhen unserer 849 Stationen ist dagegen 700 *mm*.

Um die Vertheilung dieses mittleren Regenfalles für die einzelnen Monate des Jahres zu bestimmen, wurde von jenen 43 Beobachtungsstationen, deren Aufzeichnungen 1876–90 lückenlos waren, die procentuelle Vertheilung des Niederschlages auf die einzelnen Monate des Jahres berechnet. Aus den erhaltenen Procentzahlen wurden sodann Mittel für das Moldau- und Elbegebiet gezogen und mit diesen die aus den oben hergeleiteten Werten für den mittleren Regenfall des Jahres die den einzelnen Monaten vokommenden Regensummen hergeleitet. Die Ergebnisse sind in der nachfolgenden Tabelle XII zusammengefasst.

[1]) Penck, Morphologie d. Erdoberfläche 1894 I p. 45. [2]) Grundzüge einer Hyetographie des österr. Kaiserstaates. Mitth. d. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. IV 1860 p. 205. [3]) Kreil, Klimatologie von Böhmen 1865 p. 401. [4]) Studnička, Hyetographie von Böhmen 1887. p. 87.

Tab. XII. 15jährige Monatsmittel des Niederschlages an den Normalstationen ausgedrückt in Procenten des Jahresmittels.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
Habr	*2·7	4·0	7·8	6·5	9·8	14·7	12·6	13·0	9·6	6·5	6·5	6·5
Beneschau	*3·3	3·5	6·4	7·8	10·0	13·9	14·2	12·0	10·5	6·4	*5·6	5·9
Deutschbrod	*4·0	4·0	6·3	7·1	6·1	14·4	13·0	12·0	10·1	7·3	7·0	6·4
Petrowitz	*3·3	3·3	6·3	6·7	9·1	16·5	13·2	12·4	10·4	6·7	5·8	5·4
Milčin	*4·4	4·4	6·1	6·5	9·8	13·1	13·2	13·0	9·7	7·8	6·1	5·8
Tabor	*4·0	4·4	6·7	7·4	9·1	13·6	12·2	15·2	9·5	6·7	*6·2	7·6
Černowitz	*4·4	5·3	7·3	7·3	9·0	12·3	12·0	12·4	6·9	6·9	6·2	5·7
Soběslau	*3·7	4·5	6·7	7·8	10·3	14·2	11·4	14·6	10·2	6·1	*5·5	6·1
Neuhaus	4·6	*4·5	6·7	7·3	9·2	13·2	11·1	14·0	9·2	6·3	6·4	6·3
Budweis	*3·1	4·0	6·0	7·4	10·2	13·2	13·1	13·5	12·1	5·6	*5·3	6·2
Schwarzbach	4·6	*4·3	6·2	4·6	9·2	13·7	14·0	14·8	8·8	7·0	*6·0	7·3
Winterberg	*4·2	4·8	6·2	8·1	11·9	13·1	10·6	13·2	10·3	9·7	*5·1	5·9
Nepomuk	*3·9	4·3	7·0	7·0	10·1	13·5	11·7	11·4	9·9	7·3	6·3	6·3
Klattau	*3·7	5·0	6·9	6·9	9·3	14·3	12·2	12·3	9·9	[illegible]	*5·5	6·0
Taus	*3·4	5·5	7·3	6·8	9·7	13·3	12·5	12·1	[illegible]	7·4	*6·0	7·3
Příbram	4·1	*3·8	6·7	5·8	10·7	14·6	10·0	9·8	8·6	7·2	6·9	6·9
Rakonstein	*3·8	3·9	6·7	5·7	8·7	14·6	13·1	11·5	10·0	7·9	*5·7	6·5
Rakonitz	*3·2	3·2	6·8	6·4	10·9	15·2	14·4	10·6	11·1	6·9	4·9	4·9
Ganz. Moldau-Geb.	*3·9	4·4	6·7	6·8	9·7	14·0	12·5	12·7	9·8	7·0	*6·1	6·4
Turnau	6·3	*5·2	7·6	5·6	9·5	7·8	13·2	10·2	9·6	8·5	*7·8	7·9
Weißwasser	*5·3	5·9	8·3	6·7	8·1	11·1	13·1	9·4	9·3	8·0	*7·7	7·6
Jungbunzlau	4·8	*4·3	6·9	6·5	8·4	11·9	12·9	11·1	11·5	7·5	*6·8	6·3
Lančin	*3·7	4·1	6·4	8·8	8·8	12·3	14·4	11·7	10·2	7·3	*6·1	6·4
Kolin	3·7	*3·6	6·3	7·1	8·7	14·0	14·8	13·2	9·4	[illegible]	6·2	5·9
Časlau	*3·5	3·5	6·4	8·9	8·8	13·7	15·3	12·5	9·6	6·8	5·6	5·6
Jičin	5·7	*4·7	4·7	6·0	8·1	10·9	11·9	12·7	9·9	7·2	*7·2	7·5
Sloupno	4·4	*3·2	7·1	7·1	8·3	11·7	13·0	12·5	9·2	7·1	*7·1	7·3
Kukus	6·0	*4·9	7·3	7·6	8·0	11·3	13·1	12·0	8·4	7·6	*7·5	8·0
Politz	*5·0	5·2	7·0	5·3	8·4	11·9	14·0	11·7	9·7	6·9	*6·0	7·4
Böhm. Skalitz	5·2	*4·8	7·6	5·7	8·6	11·8	13·7	11·9	9·8	7·4	7·8	7·1
Josefstadt	*5·5	5·6	8·5	6·2	8·8	11·6	12·1	11·1	9·2	7·3	*7·2	7·5
Pardubitz	*4·0	4·3	7·0	7·9	8·9	14·7	13·5	12·5	8·6	7·9	*5·9	6·3
Chrudim	*3·7	4·2	6·0	6·9	8·9	14·6	14·4	12·9	8·7	7·0	*5·1	5·9
Hlinsko	5·5	*5·2	7·1	5·8	9·4	14·7	12·9	11·1	11·1	6·5	*6·4	7·0
Chotzen	4·8	*4·7	7·0	6·1	8·9	13·8	12·1	12·1	8·4	7·1	*5·8	6·9
Leitomischl	*4·4	4·8	6·3	6·4	9·6	14·6	13·9	12·4	8·8	6·8	*5·1	6·5
Eger	*4·8	5·5	7·7	5·9	8·7	10·9	12·0	11·6	9·9	7·7	*6·4	7·6
Tepl	*4·4	4·9	7·9	7·5	8·6	10·2	12·4	11·3	10·7	8·6	*7·6	8·0
Karlsbad	*4·7	5·5	8·0	5·6	9·4	11·4	11·7	12·7	8·4	8·1	*7·2	7·5
Kupferberg	*5·4	5·5	7·0	6·9	8·8	12·2	11·9	10·6	9·6	9·2	*6·3	7·5
Fünfhunden	*3·8	4·0	6·5	6·7	10·5	13·4	13·9	10·7	9·0	7·4	*5·5	5·7
Laun	*2·6	2·7	5·4	6·3	11·8	12·5	15·6	10·9	10·3	7·7	4·9	4·9
Hracholusk	3·8	*3·7	6·4	7·1	10·8	13·5	15·3	10·4	9·5	7·8	5·7	5·7
Zlonitz	*3·3	3·4	6·5	6·7	11·2	13·0	10·1	10·1	9·4	7·5	6·0	5·6
Elbegeb. b. Tetschen	4·2	4·4	6·8	6·8	9·7	13·4	12·9	12·0	9·6	7·8	*6·2	6·5

In Millimetern

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.
Moldau-Gebiet	27	30	46	46	66	95	85	86	67	48	41	44
Elbe-Gebiet	30	31	47	47	67	93	89	83	67	50	48	45

II.

Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von größeren Landflächen.

Von Prof. Dr. Albrecht Penck.

Die in vorstehender Arbeit von Herrn Dr. Vasa Ruvarac hergeleiteten Werte für den Abfluss und Niederschlag im böhmischen Elbegebiete und in einzelnen seiner Theile beruhen auf einem Beobachtungsmateriale, wie es in gleicher Güte und Vollständigkeit nicht leicht von anderen Theilen Mitteleuropas beigebracht werden kann, sowie auf einer strengen Anforderungen entsprechenden, daher oft mühsamen Verwertung derselben. Sie erschienen daher geeignet, einige Fragen über den Wasserstand mitteleuropäischer Flüsse einer eingehenden Untersuchung zu unterwerfen.

Dabei darf es wohl als eine nicht neuerlich zu erweisende Thatsache angesehen werden, dass das in den Strömen abfließende Wasser meteorischen Ursprunges ist. Es hat allerdings Konrad Natterer, der Chemiker der Polar-Expedition, erneut die Muthmaßung ausgesprochen, dass ein capillares Aufsteigen des Meerwassers in den Festlandmassen stattfinde[1]; aber er hat damit den Hypothesen über den marinen Ursprung des Quellwassers keine neue Stütze verliehen. Ein solches Aufgesaugtwerden von Meerwasser sollte nämlich dadurch veranlasst worden sein, dass weite Gebiete der Erdoberfläche in der Nähe der Meere fast gar keinen Regen empfangen, sodass die darunter befindlichen Sand- und Gesteinsmassen wie ein Schwamm aufsaugend wirken; andere Theile des Festlandes, welche nur zu gewissen Zeiten des Regens entbehren und nur bei einer gewissen Tiefe austrocknen, sollen nur zeitweilig capillar aufsaugend wirken. Für reich benetzte Länder nimmt also Natterer augenscheinlich ein solches capillares Aufsteigen nicht an, und wir haben uns mit seiner zur Erklärung der chemischen Beschaffenheit des Grundschlammes im östlichen Mittelmeere aufgestellten Hypothese hier nicht zu beschäftigen, wenn wir die von Herrn Ruvarac ermittelte Regenmenge Böhmens als Quelle für die aus jenem Lande abfließende Wassermenge ansehen. Trifft doch das schlagendste Argument zu Gunsten dieser Ansicht zu. Der Regenfall in Böhmen lieferte im 15jährigen Mittel (1876–90) 35·29 km^3 Wasser, und abgeflossen sind nur 9·80 km^3; der Regenfall also vermag bequem die Elbe zu speisen.

[1]) Chemische Untersuchungen im östlichen Mittelmeere IV. Denkschriften der kais. Akademie d. Wissensch. in Wien (Math.-naturw. Cl. LXI, 1894, S. 49.) — Über einige von dem Botaniker Dr. Otto Stapf aus Persien mitgebrachte salzhaltige Erd- und Wasserproben und deren Beziehungen zu Meeresablagerungen. Sitzungsberichte der kais. Akademie d. Wissensch. in Wien. Mathem.-Naturw. Cl. CIV. Abth. II, 1895, S. 495.

Heute kann es sich also nicht mehr darum handeln, zu untersuchen, woher das Flusswasser kommt, sondern es kann sich nur fragen, wo die große Differenz zwischen Niederschlag und Abfluss bleibt, wohin 25.49 km^3 Wasser jährlich aus Böhmen gerathen; denn diese Frage wird gegenwärtig noch in verschiedener Weise beantwortet. Stimmen zwar die Ansichten darin überein, dass die Verdunstung es vornehmlich ist, welche die gefallene Regenmenge auf die abfließende Flusswassermenge mindert, so wird doch von verschiedenen Seiten darauf Gewicht gelegt, dass zugleich eine andere Ursache in gleicher Richtung wirke, nämlich dass ein bestimmter Antheil des gefallenen Regenwassers an den Boden gebunden und dadurch den Flüssen entzogen werde. Diese Ansicht findet in verschiedenen Formeln, welche die Wasserführung der Flüsse mit dem Niederschlage ihrer Gebiete in Beziehung bringen, bezeichnenden Ausdruck.

Diese Anschauung, welche überdies den mehrfach geäußerten Befürchtungen, es trockne das Land aus, zugrunde liegt, erscheint uns nur in sehr geringem Umfange haltbar. So unbestreitbar auch ist, dass Flüsse hie und da Wasser an den Boden verlieren, so sicher auch Wasser vielfach auf dem Lande chemisch gebunden wird, so lehrt doch eine einfache Überlegung, dass dadurch den Flüssen keine messbare Wassermenge entzogen werden kann. Geschähe letzteres, so kehrte merklich weniger Wasser in den Ocean zurück, als von diesem durch die Verdunstung entzogen wird, und es müsste der Meeresspiegel allgemein gleichmäßig sinken. Dies ist aber nicht der Fall, vielmehr zeichnen sich ausgedehnte Küstenstriche durch stabile Lage aus, während weniger weit erstreckte entweder Hebungs- oder Senkungserscheinungen aufweisen. Man hat daher für die letzten zwei Jahrtausende eine nahezu unveränderte Lage des Meeresspiegels anzunehmen, und wenn eine Wasserbindung auf dem Lande stattgefunden hat, so kann diese doch dem Weltmeere in den letzten zwei Jahrtausenden gewiss keine 1 *dm* hohe Schicht entzogen haben. In den letzten zwei Jahrtausenden betrug die Gesammthöhe des Regenfalles auf dem Lande, die gegenwärtig nach Murray im Jahre 840 *mm* ausmacht, 1680 *m*; dem steht ein denkbares Sinken des Meeresspiegels von weniger als 100 *mm* infolge des Wasserverlustes gegenüber; letzterer Betrag entspräche einer 0.254 *m* hohen auf dem Lande zurückgebliebenen Wasserschichte, also $^1/_{6600}$ des gefallenen Regens. Ein solcher Betrag von 0.15 ‰ kann füglich außer Rechnung bleiben; er fällt tief unter die Fehlergrenze der übrigen in Betracht kommenden Größen, nämlich des Niederschlages und Abflusses. So ferne also ein Flussgebiet nicht einen nachweislichen Wasserverlust an ein anderes erleidet, müssen wir den ganzen Unterschied zwischen Niederschlag und Abfluss der Verdunstung, also einem rein meteorologischen Factor zuschreiben.

Zu einer näheren Untersuchung dieses bisher noch wenig gewürdigten Factors bietet die vorstehende Arbeit von Herrn Dr. Ruvarac ausgezeichnete Gelegenheit. Das böhmische Elbegebiet gehört zu jenen Flussgebieten, die unterirdisch kein Wasser verlieren. Es ist rings von Gebirgen umrahmt, die aus undurchlässigem Gesteine bestehen; die Elbe tritt daraus in engem Durchbruchsthale heraus mit schmaler Thalsohle, in welcher sich ein größerer Grundwasserstrom nicht bewegen kann. Für dieses Gebiet ist nun der Abfluss in den einzelnen Jahren ermittelt und es sind auch die Daten gewonnen, aus welchen der Niederschlag der einzelnen Jahre hergeleitet werden kann. Mit einer Erörterung der hiebei in Betracht kommenden Fragen beschäftigt sich der erste

Abschnitt der folgenden Untersuchung. Er erörtert die Schwankungen des Regenfalles in Böhmen 1876—1890 und eröffnet die Möglichkeit, die Veränderungen der Verdunstung von Jahr zu Jahr zu verfolgen. Weiter sind Niederschlag und Abfluss für einige Theile des gesammten Gebietes bestimmt, es lassen sich sohin die örtlichen Veränderungen im Betrage der Verdunstung insgesammt, also deren Veränderungen innerhalb gewisser Grenzen zeitlich und räumlich verfolgen, wobei sich Gelegenheit bietet, die Abhängigkeit der Verdunstung von anderen klimatischen Factoren klarzustellen. Dies geschieht im zweiten der nachfolgenden Abschnitte, welcher die Verdunstung im böhmischen Elbegebiet in den einzelnen Jahren untersucht.

Weiter bieten die von Herrn Dr. Ruvarac hergeleiteten Daten die Möglichkeit, von Jahr zu Jahr den Niederschlag in ganz Böhmen und in den einzelnen Theilen des Elbegebietes mit den abgeflossenen Wassermengen zu vergleichen. Dadurch wird ein Einblick in die einzelnen Elemente gewonnen, welche die Wasserführung eines Stromes beeinflussen, nämlich Niederschlag und Bodenbeschaffenheit seines Gebietes. Letztere ist in Böhmen recht wechselnd. Herrschen im Bereiche der Moldau undurchlässige Gesteine fast ausschließlich, so kommen in dem der Elbe die durchlässigen mehr zur Geltung. Es wird sich also erkennen lassen, ob der Abfluss mehr vom Niederschlage oder von der physikalischen Beschaffenheit des Flussgebietes abhängig ist. Mit dieser Frage beschäftigt sich der dritte der folgenden Abschnitte, welcher den Abfluss aus dem böhmischen Elbegebiete in den einzelnen Jahren behandelt.

Die in beiden genannten Abschnitten sich ergebenden Regeln weisen mehrmals Ausnahmen auf. Sie deuten darauf hin, dass außer Niederschlag, Abfluss und Verdunstung noch Weiteres in Betracht kommt, nämlich die zeitweilige Aufspeicherung von Wasser in einem Flussgebiete im Laufe eines Jahres, derzufolge in einem Jahre nicht bloß der Niederschlag desselben, sondern auch der des vorhergehenden zum Abflusse gelangt. Dies veranlasst uns, im vierten Abschnitte den Beziehungen zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss in den einzelnen Monaten näher zu treten, welche ganz wesentlich von der zeitweiligen Aufspeicherung beeinflusst werden. Dabei bietet sich Gelegenheit, den Betrag der Aufspeicherung wenigstens annähernd schätzen zu lernen.

Die genannten vier Abschnitte tragen im wesentlichen den Charakter einer Untersuchung. Es wird die Lösung der einzelnen Probleme von verschiedenen Seiten versucht, um zu zeigen, dass verschiedene Wege zu gleichen Ergebnissen führen. Die letzteren werden dann in einem eigenen Schlussabschnitte übersichtlicher zusammengefasst.

1. Die Schwankungen des Niederschlages in Böhmen 1876—1890.

Die von Herrn Ruvarac erhaltenen Werte für die mittlere Niederschlagshöhe von Böhmen und seinen einzelnen Theilen beziehen sich auf eine ausgezeichnete nasse Periode. Nach Brückner[1] waren in Böhmen die Jahrfünfte 1876/80 und 1881/85 relativ sehr feucht, nach den vorausgegangenen Untersuchungen ist ferner das Quinquennium 1886/90 noch viel niederschlagsreicher. Von den drei böhmischen Stationen, deren Schwankungen des Regenfalles Brückner untersucht, ist

[1] Klimaschwankungen. Geogr. Abth. IV. 2. 1890. p. 151.

die von Bodenbach in den Achtziger Jahren erloschen, für die beiden anderen gestalten sich die Abweichungen vom Mittel 1851/80 in % wie folgt:

	1851/55	1856/60	1861/65	1866/70	1871/75	1876/80	1881/85	1886/90
Prag	4	4	−12	−8	3	10	14	31
Časlau . .	6	8	−29	4	−14	25	21	32
Mittel .	5	6	−20	0	−8	17	17	31
				−9			+22	

Darnach wäre der Regenfall in Böhmen 1876/90 22% höher als das dreißigjährige Mittel gewesen, letzteres würde sich auf 567 *mm* belaufen und für die drei trockenen Jahrfünfte 1861/75 würde es gar nur 516 *mm* betragen.

Es ist aber zu erwägen, dass der Regenfall in ganz Böhmen bei weitem weniger starke Schwankungen aufweist, als die oben erwähnten Stationen. Es erhellt dies aus folgender Gegenüberstellung der relativen Niederschlagsmengen, auf die Periode 1876/90 bezogen:

	1876/80	1881/85	1886/90
Prag und Časlau	−5%	−7%	+12%
Ganz Böhmen	−1	−3	+4
Unterschied	−4	−4	+8

Die Abweichungen der genannten zwei Stationen vom Mittel sind durchschnittlich dreimal so groß als im gesammten böhmischen Elbegebiete. Darnach würde letzteres 1876/90 nur um 7% zu nass, 1881/90 nur um 3% zu trocken gewesen sein; es würde die normale Regenhöhe von Böhmen rund 650 *mm* und in den drei trockenen Jahrfünften 1861/75 etwa 630 *mm* betragen.

Wir sehen also, dass alle die bisher gewonnenen Werte für die Niederschlagshöhe in Böhmen[1]) in die Grenzen fallen, in welcher sie mutmaßlich schwankt, und dadurch entzieht sich der allenfallsige methodische Fehler, verursacht durch geringe Anzahl von Stationen oder nicht ganz zutreffende Verwertung des Materials, der Discussion.

Wie schon erwähnt, zeigen die Stationen Prag und Časlau weit beträchtlichere Schwankungen des Niederschlages, als das ganze böhmische Elbegebiet zusammengenommen. Dem entspricht naturgemäß die Thatsache, dass andere Stationen geringere oder andere Schwankungen als das Gesammtgebiet aufweisen. In der That zeigen die einzelnen der 53 Normalstationen einen sehr verschiedenen Gang ihrer Schwankungen. In fast jedem der in Betracht gezogenen 15 Jahre haben einige Stationen mehr, andere weniger Regen als im Mittel. Nur 1890 hatten alle Stationen mehr als im Durchschnitt. Dies erhellt deutlich aus folgender Zusammenstellung der in Procenten des Mittels ausgedrückten größten und kleinsten Niederschlagsmengen von 53 Normalstationen[2]). (Vergl. Fig. 4.)

	1876	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	1876/90
Größte . .	118	111	124	127	150	129	148	119	123	111	126	100	155	121	146	127
Kleinste .	68	73	67	73	84	76	78	71	82	55	86	54	86	80	103	76
Unterschied . .	50	38	57	54	66	53	70	48	41	56	40	46	69	41	43	51
Arith. Mitt.	93	97	95	100	117	102	113	95	102	83	106	77	120	100	124	101
Wahres Mittel . .	93	91	94	99	118	96	116	90	98	85	105	79	113	97	124	100

[1]) Eine Ausnahme macht v. Sonklar's Wert, der sich aber nicht bloß auf Böhmen, sondern die gesammte sudetische Ländergruppe bezieht. [2]) Die Station Krumau, für welche vielfach nur lückenhafte Beobachtungen vorliegen, wurde bei dieser Zusammenstellung nicht berücksichtigt.

Der mittlere Unterschied zwischen der in Procenten des 15jährigen Mittels ausgedrückten größten und kleinsten Regenmenge eines Jahres beträgt 51%. Das heißt. Würde man sich vorstellen, dass alle Stationen Böhmens im vieljährigen Mittel dieselbe Regenhöhe hätten, so würde man doch in ein und demselben Jahre positive und negative Abweichungen von diesem Mittel im Gesammtbetrage von der halben Höhe desselben anzunehmen haben. Das ist eine örtliche Variabilität des Niederschlages, welche lediglich rein meteorologischen Umständen zuzuschreiben ist, und welche durch die örtliche Variabilität infolge der orographischen Gestaltung des Landes sich leicht der Wahrnehmung entzieht. Dabei hält sich das Mittel aus dem relativ reichsten und relativ geringsten Regenfall eines Jahres bemerkenswert nahe dem wahren Mittel aus allen 53 Stationen. Es findet sohin im böhmischen Elbegebiete eine auffällige Compensation der in einem Jahre zu viel und zu wenig fallenden Niederschläge statt.

Selbst in den Fünfjahrsmitteln der relativen Niederschlagshöhen zeigen sich noch recht beträchtliche Abweichungen von dem für das ganze böhmische Elbegebiet geltenden Werten. Das erste Jahrfünft ist an 18 Stationen das trockenste, an 16 das feuchteste, an 19, wie für das Gesammtgebiet, ein mittleres. Das zweite Jahrfünft ist an 28 Stationen, wie für die ganze Fläche, das trockenste, für 7 Stationen das feuchteste, für 18 ein mittleres. Das letzte Jahrfünft endlich ist für 7 Stationen das trockenste, für 30 hingegen, wie für das ganze Gebiet, das feuchteste, für 16 ein normales. Man sieht, dass keineswegs immer die Mehrzahl der Stationen das Verhalten des gesammten Gebietes zeigen. Der Gang der Niederschlagsschwankungen in den drei Jahrfünften wird aus folgender Zusammenstellung ersichtlich, welche zugleich erkennen lässt, in welchen Theilen Böhmens die einzelnen Typen der Aufeinanderfolge herrschen

12 Stationen hatten nacheinander	Trockenes, Normales, Feuchtes Jahrfünft (Mittelböhmen);
6 » » »	Trockenes, Feuchtes, Normales Jahrfünft (Unteres Egergebiet);
18 » » »	Normales, Trockenes, Feuchtes Jahrfünft (Südost-Böhmen);
1 » » »	Normales, Feuchtes, Trockenes Jahrfünft (Tepl);
10 » » »	Feuchtes, Trockenes, Normales Jahrfünft (Nordost-Böhmen);
6 » » »	Feuchtes, Normales, Trockenes Jahrfünft (West-Böhmen).

Den normalen Gang des Landes, nämlich dass auf ein ungefähr normales Jahrfünft erst ein trockenes, dann ein feuchtes folgte, zeigen nur 18 Stationen, also ein Drittel der hier betrachteten, nämlich die Stationen der böhmisch-mährischen Höhe und des oberen Moldaugebietes. Zwei Drittel aller Stationen haben einen abweichenden Gang; es ist keine Möglichkeit der Aufeinanderfolge trockener, normaler und feuchter Jahrfünfte denkbar, die nicht vertreten wäre und meist auf einem größeren Gebiete herrschte.

Versucht man kartographische Darstellungen der Abweichungen des Niederschlages vom 15jährigen Mittel für die drei Jahrfünfte 1876/80, 1881/85 und 1886/90 (vergl. Fig 5, 6, 7), so ergiebt sich folgendes:

1876/80 waren die randlichen Gebirge mit Ausnahme des Erzgebirges sammt dem größeren Theile des Gebietes der kleinen Elbe feucht, die Mitte war trocken, insbesondere im unteren Moldau- und Egergebiete.

1881/85 waren Nordwestböhmen und die Mitte des Landes zu feucht, der Nordosten war etwas trocken, der Südosten und Süden erheblich zu trocken.

1886/90 waren die Mitte und der Südosten viel zu feucht, der Westen hingegen zu trocken; annähernd normale Verhältnisse herrschten im Nordosten: es war die Regenvertheilung beinahe umgekehrt wie die von 1881/85.

Die Localisierung dieser Typen hat zur Folge, dass in den hier hauptsächlich in Betracht kommenden Abschnitten des Elbegebietes in Böhmen sich für die drei hier erörterten Jahrfünfte eine verschiedene Vertheilung des Niederschlages ergibt. Es fielen nämlich jährlich vom 15 Jahresmittel:

	Moldaugebiet	Gebiet der kl. Elbe	Egergebiet	Rest	Gesammtgebiet
1876/80	99%	102	*96	*95	99
1881/85	*94	96	100	101	*97
1886/90	107	102	98	104	104

Es erhellt aus obigen Darlegungen, dass die Reduktion der Niederschlagssummen von einer Station auf die andere nur in sehr engen Grenzen möglich ist, und dass die Schwankungen des Niederschlages an einzelnen wenigen Stationen nicht genügen, um die des Regenfalles über größeren Gebieten aufzuhellen. Um sie kennen zu lernen, braucht man, streng genommen, genaue Karten des jährlich gefallenen Niederschlages, aus welchen durch Ausmessung des Gebietes der einzelnen Isohyeten die mittlere Niederschlagshöhe in ähnlicher Weise zu ermitteln ist, wie dies von Herrn Ruvarac für die Periode 1876/90 für Böhmen geschehen ist.

Ein solches Verfahren ist aber nicht bloß zeitraubend, sondern auch im einzelnen schwer durchführbar. Ein Jahr Niederschlagsbeobachtungen genügt nicht, um etwaige Fehler der Beobachtungen, um locale Einflüsse in der Aufstellung von Instrumenten an den einzelnen Stationen unzweifelhaft hervortreten zu lassen. Man ist deswegen gezwungen, die Ergebnisse ohne Rücksicht auf ihren Wert benutzen zu müssen. Dazu kommt, dass selbst in den bestorganisierten Beobachtungsnetzen die Zahl der Stationen von Jahr zu Jahr Veränderungen unterworfen ist, weswegen man die Isohyeten von Jahr zu Jahr nach anderen Orten zu ziehen hat. Die von ihnen umschlossenen Areale werden schon nicht bloß von der Niederschlagsvertheilung, sondern auch von dem Wechsel des Beobachtungsmateriales beeinflusst.

Unter solchen Verhältnissen erscheint es räthlicher, eine Normalregenkarte zu entwerfen, welche auf der Gesammtheit der Erfahrungen einer längeren Beobachtungszeit beruht. Bei Construction einer solchen Karte vermag man bei vorsichtiger Reduction den kurzen Beobachtungen an wichtigen Stellen vollauf Rechnung zu tragen und sohin die Isohyeten nach allen Beobachtungen zu ziehen, ohne Rücksicht auf ihre Gleichzeitigkeit; bei ihrer Bearbeitung stellt sich aber auch heraus, welche Stationen nicht ganz verlässlich und daher auszuscheiden sind. Auf Grund einer solchen Normalregenkarte erhält man dann die mittlere jährliche Niederschlagshöhe für eine längere Zeit, und daraus kann man nach den Schwankungen des Niederschlages an einer größeren Zahl von gleichmäßig über das Land vertheilten Normalstationen die jedem einzelnen Jahre zukommende Regenhöhe herleiten.

Dies Verfahren war in Böhmen umsomehr am Platze, als die Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen nur von einer größeren Zahl

von Stationen in extenso veröffentlicht worden sind, während von anderen Stationen nur die Niederschlagssummen vorliegen, so dass für sie eine genaue Überprüfung nicht möglich ist. Ferner fehlen für die Jahre 1882–85 die Ergebnisse der zahlreichen forstlichen Stationen. Endlich zeigte sich, dass die Ergebnisse nicht weniger Stationen unverlässlich waren; offenbar ist die Controle des groben Netzes nicht immer ausreichend gewesen. Ein genaue Controle der Stationen ist aber unumgänglich nothwendig, wenn ein dichtes Beobachtungsnetz wirklich Wert haben soll. Auf die Zahl der Beobachtungsstationen allein kommt es nicht an. Dort, wo neben vielen guten Stationen einige, wenn auch nur wenige unverlässlich sind, werden eben auch falsche Ergebnisse gezeitigt, welche unter Umständen viel mehr schaden können, als die Vermehrung der Zahl der guten nützt.

Allerdings könnten die vorangegangenen Untersuchungen Bedenken gegen das vorgeschlagene Verfahren rege machen, da sich gezeigt hat, dass der Regenfall in Böhmen sehr unregelmäßige örtliche Schwankungen aufweist, weswegen seine Schwankungen an einigen Orten keineswegs als maßgebend für das ganze Land angesehen werden dürfen. Es sollen aber die Schwankungen nicht nach einigen wenigen Stationen bestimmt werden, sondern nach deren 52, so dass also je eine Station auf eine Fläche von weniger als 1000 *km*² kommt. Es kann wohl angenommen werden, dass diese Zahl hinreichend ist, um aus den mittleren Niederschlagshöhen für die Periode 1876–90 mit Hilfe der in Tabelle X nach Tabelle IX hergeleiteten »wahren Mittel« die Niederschlagshöhen für die einzelnen Jahre mit genügender Genauigkeit zu erhalten.

Tabelle XIII enthält zunächst die also für die Gebiete der Moldau, Kleinen Elbe, Eger und Tetschener Elbe erhaltenen Werte, welche nach dem angegebenen Verfahren nur auf rund 1 % der Normalwerthe genau sind, also bis auf etwa 7 *mm*. Unter ihnen sind die Abflusshöhen verzeichnet, welche sich aus den von Herrn Ruvarac ergebenen Abflussmengen ergeben. Die Differenz von Niederschlags- und Abflusshöhen ist, da aus Böhmen unterirdisch nichts abfließt, die Verdunstungshöhe, ihr Verhältnis ist der gleichfalls verzeichnete Abflussfaktor. Außerdem gibt Tabelle XIII dieselben Werte für das um das Moldaugebiet verringerte böhmische Elbegebiet an, welche auf dem Wege einer correcten Differenzenbildung hergeleitet wurden. Es wurden nämlich von den Gesammtsummen des Niederschlages, bezw. des Abflusses im Elbegebiet die entsprechenden Gesammtsummen für das Moldaugebiet abgezogen. Aus der erhaltenen Differenz wurden dann die Niederschlags- und Abflusshöhen für das Elbe-Moldaugebiet durch Division mit dessen Areal hergeleitet. Es wurde also gesetzt:

Niederschlagshöhe

$$\text{Elbe-Moldaugebiet} = \frac{\text{Elbegebiet} \times 51 - \text{Moldaugebiet} \times 27}{24}.$$

Endlich enthält Tabelle XIII die Abweichungen der Temperatur jeden Jahres vom 15jährigen Mittel, über deren Berechnung weiter unten das nöthige gesagt ist.

2. Die jährliche Verdunstung im böhmischen Elbegebiet.

Die Beträge der Verdunstungshöhen und ihrer Schwankungen sind in Tabelle XIII verzeichnet. Man entnimmt ihr, dass die Ver-

Tabelle XIII. Beziehungen zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss.

Moldaugebiet	1876	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	76-80	81-86	86-90	76-90
Niederschlg. mm	627	627	691	654	790	654	749	572	661	558	742	558	790	640	906	674	640	729	681
Abfluss »	190	132	125	171	225	188	176	158	135	112	183	111	257	164	815	170	153	206	177
Verdunstung »	437	495	556	483	565	466	573	414	526	446	559	447	533	476	591	504	487	523	504
Abflussfactor %	30.3	21.0	18.4	26.2	28.5	28.8	23.5	27.7	20.4	20.1	24.7	19.9	32.6	25.7	34.8	25.3	24.0	28.3	26.0
Temperatur °C.	+0.2	+0.4	+0.8	−0.9	+0.6	−0.8	+0.4	−0.1	+0.5	+0.8	+0.4	−0.8	−0.7	−0.2	−0.1	+0.2	+0.1	−0.3	
Elbe-Moldaugebiet																			
Niederschlg. mm	663	633	602	735	860	675	864	695	697	564	710	535	788	721	804	697	691	709	705
Abfluss »	283	217	212	186	257	213	242	232	207	142	177	141	227	211	215	229	208	193	209
Verdunstung »	380	416	390	549	603	462	622	463	490	422	533	394	561	510	589	468	483	516	496
Abflussfactor %	42.7	31.3	35.2	25.3	29.9	31.6	28.0	33.4	29.7	25.2	24.9	26.3	28.8	29.3	26.7	32.9	30.1	27.2	29.6
Temperatur °C.	+0.1	+0.2	+0.6	−0.8	+0.6	−0.7	+0.7	−0.1	+0.5	+0.4	+0.4	−0.9	−0.9	−0.2	−0.1	+0.2	+0.2	−0.3	
Gesammtes Elbegebiet																			
Niederschlg. mm	644	630	644	692	823	664	808	630	678	561	727	547	789	678	858	685	671	720	692
Abfluss »	234	172	166	178	240	200	207	190	171	126	180	125	243	186	268	198	179	200	192
Verdunstung »	413	458	478	514	583	464	596	440	507	435	547	422	546	492	590	487	492	520	500
Abflussfactor %	36.4	27.3	25.8	25.8	29.2	30.2	25.8	30.2	25.2	22.5	24.8	22.9	30.9	27.5	31.3	29.0	27.0	27.8	27.8
Temperatur °C.	+0.15	+0.35	+0.65	−0.85	+0.55	−0.75	+0.55	−0.05	+0.55	+0.35	+0.45	−0.85	−0.85	−0.15	−0.15	+0.2	+0.1	−0.3	
Kleines Elbegebiet																			
Niederschlg. mm	710	672	642	607	964	672	889	725	740	560	732	575	867	769	891	762	717	762	747
Abfluss »											198	135	318	255	284			238	
Verdunstung »											534	440	549	514	597			524	
Abflussfactor %											27.1	23.5	36.7	33.2	32.8			31.3	
Egergebiet																			
Niederschlg. mm	689	611	646	689	774	795	695	682	682	662	767	488	746	703	795	692	753	696	710
Abfluss »											195	170	252	208	246			214	
Verdunstung »											572	313	494	495	549			482	
Abflussfactor %											25.4	35.2	33.8	29.6	31.0			30.8	

dunstungshöhe für ganz Böhmen im Mittel der 15 Jahre 1876/90 nahezu gleich groß ist und sich in den einzelnen der drei Hauptflussgebiete auch nur wenig von 540 *mm* entfernt, nämlich dem Werte, den sie im gesammten Elbegebiete hatte; im Moldaugebiete ist sie um 4 *mm* geringer, im Restgebiete dementsprechend um 4 *mm* höher. 1886/90 ist sie am größten im Gebiete der Kleinen Elbe; nahezu gleich groß ist sie in dem der Moldau, und es ist lediglich dem Einflusse des im Egergebiete abnorm trockenen Jahres 1887 zuzuschreiben, wenn sie hier 1886/90 auf 482 *mm* herabsinkt. Ohne dieses Jahr ist sie im genannten Jahrfünft für die Moldau 540 *mm*, Kleine Elbe 548 *mm*, Eger 527 *mm*, ganzes Elbegebiet 544 *mm*. Auch in den einzelnen Jahren ergeben sich zwischen den Verdunstungshöhen der gesammten Flussgebiete nur sehr geringe Unterschiede. Nur einmal, 1878, erheben sie sich zwischen Moldau- und Elbegebiet auf den stattlichen Wert von 78 *mm*. Er mindert sich aber auf 58 *mm*, sobald bei Berechnung der mittleren Regenhöhen des Moldaugebietes die Station Krumau ausgeschlossen wird, welche 1878 ebenso wie 1890 ganz außergewöhnliche Regensummen verzeichnete.[1] Im Mittel beläuft sich der Unterschied zwischen der Verdunstung im Moldau- und Elbegebiete in den einzelnen Jahren auf 22 *mm*, jener der Niederschlagshöhen auf 25 *mm*; im Mittel der 15 Jahre ist er 4 *mm*, jener der Regenhöhen aber 11 *mm*.

Es erhellt hieraus, dass die Verdunstung von einer großen Landfläche regional geringere Verschiedenheiten aufweist, als der Niederschlag über größeren Gebieten. Unter solchen Umständen empfiehlt es sich, sie bei potamologischen Studien eingehend zu beachten, zumal da sie als eine direkte Funktion der Atmosphäre anzusehen ist. Theoretisch ist sie in erster Linie von dem Feuchtigkeitsgehalte der Luft abhängig, welcher seinerseits von deren Temperatur abhängt. Ferner ist sie abhängig von der Vertheilung und Summe des Niederschlages, denn je öfter und ausgiebiger eine Oberfläche benetzt wird, desto mehr kann, bis zu einer gewissen Grenze, von ihr verdunsten.

Bei einer Untersuchung der klimatischen Beziehungen der Verdunstung von ganz Böhmen ergibt sich in erster Linie eine auffällige Abhängigkeit von der Summe des Niederschlages. Mit Ausnahme des Intervalles von 1876 auf 1877 ändert sich die Verdunstung von Jahr zu Jahr genau in dem Sinne wie der Regenfall. Dies tritt deutlich in den Fig. 8 and 9 hervor. Selbst wenn man die einzelnen Jahre nach der Höhe ihrer Niederschläge ordnet, so entspricht in 8 von 14 Fällen im Moldaugebiete, in 10 von 14 Fällen im Elbegebiete, in 11 von 14 Fällen im Elbe-Moldaugebiete einer Steigerung des Niederschlages auch eine solche der Verdunstung, und beide Male sind die Ausnahmen gelegentlich minimal. Ferner verlaufen die Abweichungen des Niederschlages und die Verdunstung vom Mittel nahezu parallel, und die mittlere Abweichung ist die gleiche, wie Tabelle XIV lehrt. In ihr sind wie auch weiterhin nur die Daten über das Moldau- und Elbegebiet zusammengestellt, da die auf dem Wege der Differenzenbildung für das Elbe-Moldaugebiet erhaltenen naturgemäß die Unsicherheit der beiden Originaldaten in sich vereinigen.

[1] Ohne Krumau 1878 u. 1890.

		Niederschlag	Abfluss	Verdunstung	Abflussfactor
Moldaugebiet . . .	1878	667 *mm*	125 *mm*	542 *mm*	18.8 %
	1890	892	315	577	35.3

Tabelle XIV. Abweichungen vom mehrjährigen Mittel in Procenten.

		1876	77	78	79	80	81	82	83	84	85
Moldau	Niederschlag	− 8	− 8	0	+4	+16	− 4	+10	−16	− 3	18
	Verdunstung	−13	− 2	+10	−4	+12	− 8	+14	−18	+ 4	12
	Abfluss	+ 7	−25	−29	−3	+27	+ 6	0	−10	−24	37
	Abflussfactor	+17	−19	−29	+1	+10	+11	−10	+ 7	−22	−23

		1886	87	88	89	90	76–80	81–85	86–90	Mittel d. Jahre	Amplitude
Moldau	Niederschlag	+ 9	−18	+16	−6	+33	−1	− 6	+ 7	10.5	51
	Verdunstung	11	12	+ 6	−6	+17	+1	4	+ 3	10.0	35
	Abfluss	+ 8	−37	+45	−7	+78	−4	−13	+17	20.5	115
	Abflussfactor	5	−23	+25	−1	+34	−3	− 8	+ 9	15.8	63

		1876	77	78	79	80	81	82	83	84	85
Elbe	Niederschlag	− 7	− 9	− 7	0	+19	−4	+16	9	− 2	19
	Verdunstung	−18	− 8	4	+3	+17	−7	+19	−12	+ 1	13
	Abfluss	+22	−10	14	7	+25	+4	+ 8	− 1	10	34
	Abflussfactor	+31	− 2	− 7	7	+ 5	+9	− 7	+10	−10	−19

		1886	87	88	89	90	76–80	81–85	86–90	Mittel d. Jahre	Amplitude
Elbe	Niederschlag	+ 5	−21	+14	−2	+24	−1	−3	+4	10.5	45
	Verdunstung	− 9	−16	+ 9	−2	+18	−2	−2	+4	10.5	37
	Abfluss	− 6	−35	+27	−3	+40	+3	−7	+4	16.5	78
	Abflussfactor	−11	− 8	+11	−1	+13	+4	−3	0	10.1	50

Bildet man der Reihe nach für die fünf niederschlagsärmsten, für die fünf mittleren und für die fünf regenreichsten Jahre der Periode 1876–90 Mittel für die Niederschläge und die Verdunstung, so erkennt man, dass den trockensten Jahren die kleinste, den nassen Jahren die größte Verdunstung entspricht. Aber sowohl im Moldau- wie im gesammten Elbegebiete ist die Zunahme des Niederschlags von den trockenen zu den feuchten Jahren nur halb so groß, wie von den mittleren zu den feuchten Jahren. Dagegen ist die der Verdunstung für beide Intervalle nahezu dieselbe. Niederschlag und Verdunstung nehmen verschieden rasch zu. Dies spiegelt sich sehr deutlich in den Quotienten beider. Das Verhältnis der Verdunstungs- zur Niederschlagshöhe, welches analog dem Abflussfactor als Verdunstungsfactor bezeichnet werde, ist für die mittleren Jahre größer (Moldau 76.2%, Elbe 73.2%) als in den fünf feuchtesten Jahren (Moldau 71.0%, Elbe 71.5%). Eine entsprechende Abnahme der Verdunstungsfactoren von den trockenen zu den mittleren Jahren lässt sich jedoch nicht erkennen. Für das Moldaugebiet sind beide nahezu gleich (76% und 76.2%), für das Elbegebiet ist der Factor für die trockenen Jahre sogar kleiner als jener für die mittleren (71.9% gegen 73.2%). Letzteres ist im wesentlichen die Folge des Jahres 1876, welches im Elbegebiete eine ungewöhnlich geringe Verdunstungshöhe aufweist. Aber selbst wenn man 1876 bei der Mittelbildung für das Elbegebiet unberücksichtigt lässt und für das Moldaugebiet die außerordentlichen Regenhöhen von Krumau für 1878 und 1890 ausmerzt, so bleiben die Verdunstungsfactoren für die trockenen und mittleren Jahre einander nahezu gleich. Dies lehrt die folgende Zusammenstellung der corrigierten Werte:

Moldau	4 bezw. 5 trockene	fünf mittlere	fünf feuchte Jahre
Niederschlagshöhe . . .	588 mm	655 mm	792 mm
Verdunstungshöhe . . .	448 »	498 »	561 »
Verdunstungsfactor . .	76.2%	76.1%	70.9%
Elbe			
Niederschlagshöhe . . .	592 mm	671 mm	800 mm
Verdunstungshöhe . . .	43[illegible] »	491 »	572 »
Verdunstungsfactor . .	74.2%	73.2%	71.5%

Erst wenn man die Niederschläge für die Intervalle von 50 zu 50 *mm* zu Mitteln zusammenfasst und die Mittel der dazu gehörigen Verdunstungshöhen bildet, erkennt man, dass die geringsten Niederschläge mit der relativ größten Verdunstung verbunden sind. Man hat sohin im großen und ganzen eine Abnahme des Verdunstungsfactors mit Zunahme des Niederschlages. Aber sie erfolgt nicht regelmäßig und zeigt bei mittleren Niederschlagsverhältnissen erhebliche Schwankungen. Durchschnittlich verdunsten bei mittlerem Niederschlage im Moldaugebiete 75%, im Elbegebiete 72.5%, in trockenen Jahren dagegen 77.3%, in nassen nur 65 bis 68.5% des Regens. Das erhellt aus folgender Übersicht.

Niederschl.-Intervalle	551-600 *mm*	601-650	651-700	701-750	751-800	801-850	851-900
Moldau							
Niederschlag	563 *mm*	631	659	745	790	–	892
Verdunstung	436 »	469	504	566	549	–	577
Verdunstungsfactor	77.3%	74.4	76.5	76.0	–	–	65.2
Elbe				(701-800)			
Niederschlag	554 *mm*	635	678	758		813	858
Verdunstung	428 »	459	495	546		589	590
Verdunstungsfactor	77.3%	72.3	73.0	72.0		72.5	68.5

Es erübrigt nun, die Abhängigkeit der Verdunstung von der Temperatur zu erweisen.

Um diese zu ermitteln, wurden aus den Jahrestemperaturen von fünf gleichmäßig über Böhmen vertheilten Stationen Mittel gebildet, nämlich Tabor und Prag im Moldaugebiete, von Časlau, Weißwasser und Eger im übrigen Elbegebiete. Der Gang der Mitteltemperatur an diesen Orten dürfte ziemlich genau den des gesammten Landes spiegeln. In der That waren sowohl im Moldau- wie im gesammten Elbegebiete die Jahre 1879, 1881, 1887, 1888 und 1889 die fünf kältesten, ferner 1886, 1884, 1882, 1880 und 1878 die fünf wärmsten. Die erstgenannten Jahre waren zusammen um 0.7° zu kalt, die letztgenannten um 0.6° zu warm. Die Temperatur der fünf restlichen Jahre war um eine Kleinigkeit höher als das Mittel. Letzteres stellte sich für alle fünf Stationen zusammengenommen auf 7.65°, für die einzelnen wie folgt: Prag 8.9°, Tabor 7.2°, Časlau 8.2°, Weißwasser 7.2°, Eger 6.4°. Tabelle XIII verzeichnet unter dem Stichworte Temperatur die Temperaturabweichungen der einzelnen Jahre für die Haupt-Flussgebiete; in Folgendem wird immer nur mit jenen des gesammten Elbegebietes gerechnet, von denen die des Moldau- und Elbe-Moldaugebietes kaum merklich abweichen.

Verfolgt man die Temperaturänderung von Jahr zu Jahr (vergl. Fig. 8 und 9), so entspricht zwar im allgemeinen einer Temperaturerhöhung zugleich eine Steigerung der Verdunstung und umgekehrt einer Minderung der ersteren eine Verringerung der letzteren. Lediglich das Intervall 1887–89 macht eine Ausnahme. Von 1887 auf 1888 fand keine Steigerung der Temperatur, wohl aber eine sehr beträchtliche der Verdunstung statt, dann hob sich auf 1889 die Temperatur, während sich die Verdunstung minderte. Ordnet man aber die Jahre nach ihrer Temperatur, so entspricht nur in 7 von 14 Fällen im Moldaugebiete, in 6 von 14 Fällen im Elbegebiete einer Temperaturerhöhung eine Steigerung der Verdunstung. Fasst man die Jahre in drei Gruppen, nämlich die fünf kältesten, fünf mittleren und fünf wärmsten zusammen, so erkennt man zwar recht deutlich, dass die fünf wärmsten Jahre durch die höchste Verdunstung ausgezeichnet waren. Aber in den fünf kältesten Jahren war die Verdunstung nicht am kleinsten; sie war vielmehr nicht

unwesentlich höher als in den mittelwarmen Jahren. Lässt man unter den mittelwarmen Jahren 1876 aus, welches sich, wie schon erwähnt durch eine außerordentlich geringe Verdunstungshöhe auszeichnete, so erscheinen die mittelwarmen Jahre im Moldaugebiete auch durch mittlere Höhen der Verdunstung ausgezeichnet, während sie im Elbegebiete nur eine minimal geringere Verdunstung als die kalten aufwiesen. Hierüber gibt folgende Tabelle Auskunft:

	Temperatur	Niederschlag	Verdunstung	Abfluss
Moldau	Mittel −0·7	659 *mm*	481 *mm*	178 *mm*
	Mittel[1]	661	483	178
	Mittel +0·6°	722	553	169
Elbe	Mittel −0·7	674	490	184
	Mittel[2]	670	489	181
	Mittel +0·6°	745	550	195

In vorstehender Zusammenstellung ist neben der Verdunstung auch der Niederschlag für die kältesten, mittleren und wärmsten Jahre aufgenommen. Man bemerkt, dass er genau das Verhalten der Verdunstung zeigt. Nachdem nun oben die Abhängigkeit der letzteren von ihm erkannt worden ist, könnte ihre Steigerung von den kalten zu den warmen Jahren ebenso auf die Mehrung der Niederschläge wie auf die Erhöhung der Temperatur zurückgeführt werden. Es ist daher nöthig, die Beziehungen der Verdunstung zum Niederschlage noch anderweitig zu verfolgen. Sie treten mit Hilfe einer graphischen Veranschaulichung deutlich hervor.

In Fig. 10 sind die mittleren Niederschlagssummen der einzelnen Jahre im Elbegebiet als Abscissen, die mittleren Temperaturen als Ordinaten aufgetragen. An den also festgelegten Punkten für die einzelnen Jahre sind deren Verdunstungshöhen eingesetzt, und dann sind die Orte der Jahrespunkte mit gleicher Verdunstungshöhe mit Linien verbunden, welche ausgesprochen parallel laufen. Zwischen diesen Verdunstungslinien wurden durch Interpolation solche für die Verdunstungshöhen von 10 zu 10 *mm* gezogen. Sie drängen inmitten der Construction für die Verdunstungshöhen von 460—550 *mm* dicht zusammen, während sie für die geringeren und größeren Verdunstungshöhen weiter auseinander rücken.

Diese Linienschwärme fügen sich den Verdunstungshöhen der einzelnen Jahre befriedigend an. In 9 von 15 Fällen fallen die Punkte der einzelnen Jahre genau in die entsprechenden Linien gleicher Verdunstung; in weiteren drei Fällen liegen die Punkte in der Nachbarlinie, in zwei Fällen in der übernächsten Nachbarlinie; nur ein Punkt fällt ganz außerhalb seiner Linie, er entspricht dem Jahre 1876. In einer ähnlichen Construction für die Moldau kommen (falls man für 1878 und 1890 bei Berechnung der Verdunstungshöhe die außergewöhnlichen Niederschlagssummen von Krumau ausschließt) nur 8 Punkte auf die angehörigen Linien zu liegen, 4 fallen in oder an die Nachbarlinie, 2 hingegen ganz heraus, nämlich jener für 1876 und der für 1883, welch letzterer sich auch in der Construction für das Elbegebiet nicht befriedigend einfügt.

Unter solchen Umständen dürfte die Annahme gerechtfertigt sein, dass die in beiden Constructionen gezogenen Linien ziemlich genau die zu jedem beliebigen Regenfalle und beliebiger Temperatur gehörigen

[1]) mit 1876	655	474	181
[2]) mit 1876	664	466	198

Verdunstungshöhen darstellen. In welchem Maße dies der Fall ist, erhelle aus Folgendem. Sucht man die zur Mitteltemperatur von 1876-90 und zur mittleren Niederschlagshöhe dieser Jahre gehörige Verdunstungshöhe auf, so erhält man im Elbegebiete 500 *mm*, im Moldaugebiete 506 *mm*, während die aus den Rechnungen erhaltenen Werte 500 und 504 *mm* sind.

Fig. 10 und eine entsprechende für die Moldau führen überzeugend vor Augen, dass die Verdunstung in allen Fällen bei höherer Temperatur größer ist als bei niedriger, und gestatten, die bestimmten Niederschlagshöhen und Temperaturabweichungen entsprechenden Verdunstungsgroßen zu entnehmen. Dies ist in Tabelle XV geschehen.

Tabelle XV. Verdunstungs- und Abflusshöhen bestimmter Niederschlagshöhen.

Niederschlag		550 *mm*	600 *mm*	650 *mm*	700 *mm*	750 *mm*	800 *mm*	850 *mm*	900 *mm*
Moldau									
Verdunstung	+1°	465 *mm*	492	510	550	565	574	581	
	0°	450	470	495	518	546	565	573	580
	−1°	442	455	474	492	515	542	562	
Abfluss	+1°	85 *mm*	108	140	150	185	226	269	
	0°	100	130	155	182	204	235	277	320
	−1°	108	145	176	208	235	258	288	
Amplitude		23	37	36	58	50	32	19	
Abflussfactor	+1°	15.5 %	18.0	21.5	21.4	24.7	28.2	31.7	
	0°	18.2	21.7	23.9	26.0	27.2	29.4	32.6	35.6 %
	1°	19.7	24.2	27.1	29.7	31.4	32.2	33.9	
Amplitude		4.2	6.2	5.6	8.3	6.7	4.0	2.2	
Elbe									
Verdunstung	+1°	442 *mm*	457	497	535	572	592		
	0°	432	448	470	510	550	573	590 *mm*	
	−1°	420	439	454	480	522	553		
Abfluss	+1°	108 *mm*	143	158	165	178	208		
	0°	118	152	180	190	200	227	260 *mm*	
	1°	130	161	196	220	228	247		
Amplitude		22	18	43	55	50	39		
Abflussfactor	+1°	19.7 %	23.8	23.5	23.6	23.7	26.0		
	0°	21.5	25.3	27.7	27.7	26.7	28.4	30.6 %	
	−1°	23.7	26.8	30.2	31.4	30.4	30.9		
Amplitude		4.0	3.0	6.7	7.8	6.7	4.9		

Man entnimmt Tabelle XV, dass die Amplitude der Verdunstung für bestimmte Niederschlagshöhen und Temperaturintervalle von −1° bis +1° am größten bei mittleren Niederschlagshöhen ist. Ist die Temperatur 1° unter oder über dem Mittel, so verdunsten bei mittlerem Niederschlage (700 *mm*) 27.5 bis 29 *mm* weniger oder mehr als bei normaler Temperatur, während bei geringem oder hohem Niederschlage (550 bezw. 850 *mm*) nur 11 bezw. 16 bis 19.5 *mm* mehr oder weniger als bei mittlerer Temperatur verdunsten. Im Durchschnitte ist für das Intervall von 550 bis 800 *mm* die Verdunstung für je 1° Temperaturerhöhung 19 *mm* höher als bei Normaltemperatur.

Weiter verräth Tabelle XV, dass die Zunahme der Verdunstung für gleiche Intervalle des Niederschlages nicht die gleiche ist. Sowohl für das Moldau-, wie auch für das Elbegebiet beträgt sie für die mittleren Niederschlagshöhen nicht unbeträchtlich mehr, als für die geringen und hohen. Ein solches Verhalten der Verdunstung erscheint theoretisch ganz entsprechend, sobald man erwägt, dass eine Mehrung des Nieder-

schlags sowohl durch eine Mehrung der Zahl der Regengüsse, als auch durch eine Verstärkung derselben, also sowohl durch eine Vergrößerung der Regenhäufigkeit, wie auch durch eine solche der Regendichte erfolgen kann. Im ersteren Falle steigert sich die Möglichkeit der Verdunstung sehr wesentlich, im letzteren nicht. Nun haben sehr trockene Jahre in der Regel auch eine sehr geringe, Jahre mit mittlerem Niederschlage gewöhnlich eine größere Häufigkeit von einzelnen Güssen, während sich nasse Jahre durch eine größere Regendichte auszuzeichnen pflegen.[1]) Man muss daher erwarten, dass die Verdunstung gerade in mittleren Jahren infolge einer Steigerung der Niederschlagshäufigkeit rasch zunimmt, während sie in nassen Jahren, wo sich die Dichte des Regenfalles mehrt, langsamer wächst.

Im großen und ganzen entspricht für das Niederschlagsintervall von 550–850 *mm* im Moldaugebiete eine Zunahme der Verdunstung von 123 *mm*, im Elbegebiete von 158 *mm*, im ersteren Falle also von 41 *mm*, im letzteren von 53 *mm* für je 100 *mm* Niederschlagsmehrung. Nimmt man an, dass diese mittlere Beziehung zwischen Zunahme von Niederschlag und Verdunstung für größere Niederschlagsintervalle gilt, so kann man mit Hilfe dieser Beziehung (β) aus der mittleren Niederschlagshöhe N und der mittleren Verdunstungshöhe V die zu einem beliebigen Niederschlage n gehörige Verdunstungshöhe v aus der allgemeinen Gleichung

$$v = V + (n - N)\beta$$

roh berechnen. Sie lautet für das Elbegebiet, wenn die vorkommenden Höhen in Millimetern ausgedrückt werden,

$$v = 500 + (n - 692)\,0.53 = 0.53\,n + 133,$$

für das Moldaugebiet

$$v = 496 + (n - 681)\,0.41 = 0.41\,n + 217.$$

Setzt man in diesen Gleichungen n = v, so erhält man die Niederschlagshöhe n_1, welche gleich der zugehörigen Verdunstungshöhe ist, für welche also das Land abflusslos wird. Es ist

$$n_1 = \frac{V - \beta N}{1 - \beta}$$

Darnach ergibt sich, dass im Moldaugebiet bei 370 *mm* Niederschlag, im Elbegebiet bei 280 *mm* Niederschlag die Verdunstung gleich dem Niederschlage wird. Bei solchem Regenfalle wäre Böhmen abflusslos. Dies ist durchaus wahrscheinlich. Denn die Verdunstung kann bei einer gewissen Niederschlagsvertheilung nicht unter einen gewissen Betrag herabsinken. Dass diese Höhe in Böhmen bei 300–400 *mm* liegt, muss nach den oben dargelegten Beziehungen zwischen Niederschlag und Verdunstung erwartet werden; denn nachdem dieselben für ein Regenintervall von 300 *mm* gelten, werden sie für den darunter befindlichen von 250 *mm* nicht wesentlich andere sein.

[1] Dass diese Erwägung für Böhmen wirklich eintrifft, kann vorerst, so lange die Häufigkeit des Niederschlages daselbst noch nicht zum Gegenstand einer besonderen Untersuchung gemacht worden ist, nicht bestimmt erwiesen werden. Wenn man aber bemerkt, dass nach den Untersuchungen von C. Lang (Durchschnittliche Häufigkeit und Wahrscheinlichkeit des Niederschlages in Bayern. Beob. d. met. Stat. in Bayern XIV. 1892) die beiden trockensten Jahre der Periode 1876–90, nämlich 1885 und 1887, sich im benachbarten Ostbayern durch eine außerordentliche Seltenheit der Niederschläge auszeichneten, während das regenreiche Jahr 1890 keine besondere Häufigkeit derselben erkennen ließ, so gewinnt jene Erwägung einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit.

Welche genauere numerische Beziehung jeweils zwischen einem bestimmten Niederschlage, einer bestimmten Temperatur und der dazugehörigen Größe der Verdunstung vorhanden ist, lässt sich aus Fig. 10 nicht ersehen. Dagegen verräth sie eine solche sehr einfacher Art zwischen einer bestimmten Verdunstungshöhe und den bei verschiedenen Temperaturen dazu gehörigen Niederschlagssummen. Verfolgt man die Linie einer bestimmten Verdunstung, so entsprechen ihr verschiedene Niederschlagshöhen, welche jeweils gemindert um das Product aus einer Constanten und der Abweichung der Temperatur vom Mittel, die Niederschlagssumme ergeben, welche bei normaler Temperatur zur Verdunstungshöhe gehört. Ist n_t der Niederschlag bei einer gewissen Temperatur, die um t^0 von der normalen abweicht, n_o der Niederschlag bei der Normaltemperatur, so ist für eine beliebige Verdunstungshöhe

$$n_t = n_o - \varkappa t.$$

Werden die Niederschlagshöhen in Millimetern, die Temperaturabweichungen in Celsiusgraden ausgedrückt, so hat die Constante $\varkappa$ für die Elbe den numerischen Wert von 35, die Moldau von 55.

Tabelle XVI. Niederschlagshöhen bestimmter Verdunstungshöhen be Normaltemperatur.

Verdunstungshöhe *mm*	Niederschlagshöhe Elbegebiet *mm*	Differenzen *mm*	Niederschlagshöhe Moldaugebiet *mm*	Differenzen *mm*	Abflusshöhe Elbe *mm*	Abflusshöhe Moldau *mm*
420	520				100	
30	545	25			115	
40	575	30			135	
50	615	40	550		165	100
60	640	25	575	25	180	115
70	652	12	600	25	182	130
80	665	13	625	25	185	145
90	678	13	645	20	188	155
500	690	12	667	22	190	167
510	700	10	687	20	190	177
20	710	10	705	18	190	185
30	722	12	720	15	192	190
40	735	13	735	15	195	195
50	750	15	757	22	200	195
60	770	20	778	21	210	218
70	790	20	830	52	220	260
80	820	30	900	70	240	320
90	850	30			260	

Tabelle XVI enthält die bei normaler Temperatur zu den Verdunstungshöhen von 10 zu 10 *mm* gehörigen Niederschlagssummen. Will man nun die zu einer beliebigen Niederschlagssumme n_t gehörige Verdunstungshöhe ermitteln, so zieht man von n_t das Product $\varkappa t$ ab und sucht mit Hilfe der angegebenen Differenzen in Tabelle XVI die zugehörige Verdunstungshöhe auf. Hat man z. B. eine Niederschlagssumme von 823 *mm* bei einer Temperaturabweichung von + 0.55°, wie 1880 im Elbegebiete, so ist 823 — (0.55 × 35) = 804 *mm* die Niederschlagssumme, zu welcher die zugehörige Verdunstungshöhe aus Tab. XVI zu entnehmen ist. Jene Zahl kommt in der Tabelle nicht vor, die nächsten sind 790 und 820 *mm*, zu welchen die Verdunstungshöhen von 570, bezw. 580 *mm* ergeben. Aus der Proportion (804—790) : (820—790) = (x—570) : (580—570), für deren Auswertung die Differenz 820—790

in die Tabelle aufgenommen worden ist, ergibt sich die gesuchte Verdunstungshöhe zu 575 *mm*, während sie in Wirklichkeit 1880 583 *mm* war.

Auf diesem Wege erhält man die Verdunstungshöhen für das Elbegebiet mit einem mittleren Fehler von 4%, der größte ist 12%, er bezieht sich auf das abnorme Jahr 1876, fünfmal beträgt der Fehler weniger als 3%, sechsmal 3 bis einschließlich 5%. Für das Moldaugebiet ist die Übereinstimmung eine minder gute. Fallen doch auch hier die einzelnen Jahrespunkte seltener in die zugehörigen Verdunstungslinien. Der mittlere Fehler ist hier 6%, er beträgt im einzelnen siebenmal 0 bis einschließlich 5%, sowie dreimal über 10%. Immerhin muss auch dies als eine recht befriedigende Möglichkeit, den Einfluss der Temperatur auf die Verdunstung zu schätzen, angesehen werden.

Die hier dargelegten einfachen Beziehungen zwischen den verschiedenen Niederschlagshöhen und den Temperatur-Abweichungen vom Mittel gelten annähernd für die Temperaturintervalle, für welche Beobachtungen vorliegen, nämlich von höchstens 1° über oder unter dem Mittel. Es lässt sich keinerlei Erfahrungsthatsache dafür anführen, dass sie auch für größere Intervalle Giltigkeit besitzen. Nimmt man letzteres als wahrscheinlich an, so könnte man nach Tabelle XV die Temperaturgrade berechnen, bei welchen die Verdunstung gleich dem Niederschlage wird, Böhmen also abflusslos sein würde. Das würde bei jenen Temperatur-Abweichungen eintreten, für welche das Product zt gleich der Differenz $n_0 - v_0$, also gleich der Abflusshöhe, wird; dies wäre für das gesammte Elbegebiet sohin bei mittleren Niederschlags-Verhältnissen (690 *mm*) bei einer um 5·4° höheren mittleren Jahrestemperatur; für das Moldaugebiet bereits bei einer um 3° höheren mittleren Jahrestemperatur der Fall. Bei geringem Niederschlage, sowie er in trockenen Jahren beobachtet wurde (550 *mm*), würde das Elbegebiet bereits bei einer um 4°, das Moldaugebiet bereits bei einer 2° höheren Temperatur abflusslos sein, wogegen in regenreichen Jahren wie 1890 das Elbegebiet erst bei einer um 7·4°, das Moldaugebiet dagegen schon bei einer um 5·5° höheren Temperatur des Abflusses entbehren würden.

Die vorangegangene Untersuchung ließ die Beziehung der Verdunstung über einer großen Landfläche zu Niederschlag und Temperatur deutlich erkennen, und es stellte sich die Möglichkeit heraus, annäherungsweise die Abhängigkeit ihres Wachsthums von dem der beiden anderen Factoren zu berechnen. Dabei zeigte sich, dass die Beobachtungs-Ergebnisse zweier Jahre nicht in die schematische Darstellung der Fig. 7 fallen, nachdem sich bereits herausgestellt hatte, dass auch sonst 1876 in Bezug auf seine Verdunstung ein ausnahmsweises Verhalten zeigte.

1876 war in der That ein Ausnahmsjahr. Es hatte das größte Frühjahrshochwasser, welches auf einen sehr schneereichen Winter folgte. Es kamen 1876 sohin nicht bloß die im Laufe dieses Jahres gefallenen Niederschlagsmengen zum Abflusse, sondern auch die als Schnee oder sonst aufgespeicherten der letzten Monate von 1875. Wie sehr beträchtlich die letzteren waren, erhellt aus folgender Gegenüberstellung der mittleren Niederschlagshöhe 1876–90 für die Monate October–December mit jenen von 74 Stationen für dieselben Monate des Jahres 1875.[1]

[1] Vergl. Harlacher, Bericht über die bis Ende 1879 ausgeführten hydrometrischen Arbeiten, p. 16.

	Oct.	Nov.	Dec.
1875	91	86	48
1876/90	50	43	45

Ähnliche Verhältnisse herrschten 1883. Dieses Jahr zeichnete sich durch die höchste Januar-Wasserführung von Moldau und Elbe in der Periode 1876/90 aus, nachdem bereits im October—December 1882 die Elbe, im November und December die Moldau die größte mittlere Wasserführung von 1876/90 gehabt hatten. Während der kurzen aber kräftigen Thauperioden eines langen Winters kamen die aufgespeichert gewesenen Wasservorräthe rasch zum Abflusse. Die Wasserführung der Flüsse wurde sehr groß; die Verdunstungshöhe daher, wie 1876, auffällig klein.

Man entnimmt aus diesen Daten, dass es die außergewöhnlichen Regen- und Temperatur-Verhältnisse einiger Jahre sind, welche die Ausnahmswerte ihrer Verdunstung bedingen. Um deren Entfaltung völlig zu verstehen, muss man daher nicht bloß die mittleren, klimatischen Verhältnisse einer längeren Periode ins Auge fassen, sondern auch den Gang der Witterung in den einzelnen Jahren. Aus dem letzteren allein aber würde man keine Vorstellung von den Factoren erhalten, welche insgesammt die Verdunstungshöhe bestimmen. Daher wurde bei dieser Untersuchung von den allgemeinen Verhältnissen ausgegangen, um damit den Boden für spätere Specialuntersuchungen zu ebnen. Um den Einfluss der winterlichen Schneedecke voll in Würdigung ziehen zu können, wird man am besten hydrologische Jahre von November bis October zu Grunde legen; ferner erscheint es geboten, neben der Niederschlagshöhe auch die Niederschlagshäufigkeit in Betracht zu ziehen, endlich wird man, wie sich aus Abschnitt 4 ergeben wird, zu einem tieferen Verständnisse der Verdunstung gelangen, wenn man insbesondere die Temperaturverhältnisse der hydrologischen Frühlings- und Sommerjahreszeit, vom März bis zum October, in Würdigung zieht, da in den Monaten November bis Februar die Verdunstung erfahrungsgemäß nur minimale Beträge aufweist.

3. Der jährliche Abfluss aus dem böhmischen Elbegebiet.

Die aus einem Lande abfließende Wassermenge wird im allgemeinen als eine Function des Niederschlages in demselben angesehen. Diese Anschauung kommt am schlagendsten darin zum Ausdrucke, dass man in der Regel mit Abflussfactoren rechnet, um aus einer gegebenen Niederschlagsmenge die entsprechende Abflussmenge herzuleiten.

Seitdem Belgrand in seinem ausgezeichneten Werke über die Seine den großen Einfluss der Bodenbeschaffenheit auf die Abflussverhältnisse erwiesen hat, ist die Größe des Abflussfactors vielfach auch in Beziehung zur Beschaffenheit des Flussgebietes gebracht worden, was gewiss sehr richtig ist. Die Abflussverhältnisse eines Gerinnes, das sich in seiner ganzen Erstreckung auf durchlässigem Boden befindet, müssen nothwendigerweise andere sein, als die eines Flusses, welcher ausschließlich undurchlässige Gebiete entwässert. Die Wasserführung des letzteren ist die Differenz von Niederschlag und Verdunstung, die des ersteren entspricht dem Unterschiede von Niederschlag, gemindert um den Betrag der Verdunstung und des Verlustes an den Boden; sie ist also geringer.

Das in den Boden gesickerte Wasser geht aber nicht verloren, irgendwo kommt es nach kürzerem oder längerem Laufe wieder zu Tage, und fließt einem Gerinne zu, dessen Wasserführung nun die Differenz von Niederschlag, Verdunstung und Sickerwasser, vermehrt um die Speisung aus dem Boden ist. Dies muss für größere Flussgebiete als Regel gelten, da auf der Erde nur höchst selten ausgedehntere Gebiete bloß aus durchlässigen Schichten bestehen, welche wie die Karstländer das von ihnen aufgeschluckte Wasser direct zum Meere führen. Sind nun wohl auch Fälle denkbar und nachgewiesen, in welchen unterirdisch die Wasser eines Flussgebietes in ein benachbartes gelangen, so vermag ein derartiges Herüber und Hinüber an den Grenzen ebensowenig die Abflussbilanz eines großen Gebietes zu stören, wie irgend eine kleine Ausnahme im Grenzverkehre zweier Staaten deren Import- und Exportverhältnisse namhaft zu ändern vermöchte.

Das in Quellen oder in Grundwasserströmen den offenen Gerinnen zuströmende Wasser hat während seiner unterirdischen Wanderung einen Verlust durch Verdunstung im Boden erlitten, welcher zwar nicht sehr bedeutend zu sein scheint, aber doch nicht ganz zu vernachlässigen ist. Man kann daher die Wasserführung eines größeren Stromes sich wie folgt zusammengesetzt denken:

Wasserführung = Niederschlag — Oberflächenverdunstung — Bodenverdunstung.

Zwischen Oberflächen- und Bodenverdunstung ist in den vorangegangenen Untersuchungen nicht geschieden worden, ebensowenig wurde der Einfluss der Vegetation auf die Verdunstung untersucht, da es sich darum handelte, deren Gesammtsumme in Beziehung zu bestimmten klimatischen Factoren zu bringen. Sobald es sich jedoch darum handelt, die Abflussverhältnisse klimatisch gleichartiger, aber ihrer Bodenbeschaffenheit nach verschiedener Gebiete mit einander zu vergleichen, kommt die Verschiedenheit von Oberflächen- und Bodenverdunstung sehr in Betracht; denn erstere ist wahrscheinlicherweise viel größer als letztere. Dementsprechend spielt für die Wasserführung eines Stromes die Bodenbeschaffenheit seines Gebietes insoferne eine Rolle, als sie eine Sonderung der rasch verdunstenden Oberflächenwasser von den langsam verdunstenden Grundwassern bewirkt. Je mehr ein Fluss durch Grundwasser gespeist wird, je ausgedehnter durchlässige Gesteine in seinem Gebiete herrschen, desto weniger kommt die kräftige Oberflächen-, desto mehr die schwache Tiefenverdunstung zur Geltung, desto größer seine Wasserführung in Bezug auf den Niederschlag. Man hat daher anzunehmen, dass für vorwiegend impermeable Flussgebiete der Abflussfactor größer ist, als für vorzugsweise permeabele.

Diese Erwartung wird durch die Abflussverhältnisse des böhmischen Elbegebietes und seiner Theile gerechtfertigt. Das Moldaugebiet besteht fast in seiner gesammten Ausdehnung aus undurchlässigen archaischen oder paläozoischen Gesteinen, sowie aus Graniten. Minimal ist das Auftreten von porösen Kalken in der mittelböhmischen Silurmulde. Ganz anders verhält es sich mit dem Reste des Elbegebietes. In einer gebirgigen Umrahmung von undurchlässigen Gesteinen erstreckt sich die nordböhmische Senke, aus durchlässigen Sandsteinen der oberen Kreide und wasserführenden Sanden des Tertiärs aufgebaut. Kann das Moldaugebiet als vorwiegend undurchlässig gelten, so ist der Rest des böhmischen Elbegebietes zu einem guten Theile durchlässig; das

Gesammtgebiet ist gemischt. Nach Tabelle XIII hat nun das undurchlässige Moldaugebiet in der That einen geringeren Abflussfactor (26.0%), als das gesammte theilweise durchlässige Elbegebiet (27.8%), und letzterem kommt wieder ein kleinerer zu, als sich für das vorwiegend durchlässige Gebiet der Elbe ohne Moldau (29.6%) ergibt.

Nach den Auseinandersetzungen des vorangegangenen Abschnittes wächst der Abflussfactor mit zunehmendem Niederschlage, da er sich mit dem Verdunstungsfactor zu 1 ergänzt. Nun ist das Moldaugebiet regenärmer als das gesammte Elbegebiet, und dieses ist sohin seinerseits regenärmer als der Abschnitt ohne Moldau. Die entsprechenden Niederschlagshöhen sind 681 *mm*, 692 *mm* und 705 *mm*. Es könnte sich daher fragen, ob nicht die dazu gehörigen Abflussfactoren 26.0%, 27.8% und 29.6% lediglich bedingt sind durch die Verschiedenheit der Niederschlagshöhen ihrer Gebiete. Nach Tabelle XV schwankt in Böhmen der Abflussfactor in dem Intervalle der Niederschlagshöhe von 550—850 *mm* zwischen 18.2% und 32.6%, also um 3.8% für je 100 *mm* Regenmenge. Hiernach würde der Abflussfactor für das Moldaugebiet 0.4% kleiner, für den Rest des Elbegebietes um ebensoviel größer sein, als für das gesammte böhmische Elbegebiet. Aber der Unterschied beläuft sich auf —1.8% im einen, auf +1.8% im anderen Falle, ist also vier und einhalbmal größer als zu erwarten, wenn er lediglich durch die Verschiedenheit der Regenhöhe bedingt gewesen wäre. Man darf daher die Verschiedenheit der Abflussfactoren für das böhmische Elbegebiet und seine Theile auf die Verschiedenheit seiner Bodenverhältnisse zurückführen, und hat im Unterschiede der Extreme (3.6%) ein ungefähres Maß für seine Schwankungen infolge der Bodenbeschaffenheit.

Diese »regionale« Schwankung ist weit kleiner als die zeitliche infolge der Veränderlichkeit des Niederschlages. Ist doch der kleinste Abflussfactor für das Elbegebiet (jener für das trockene Jahr 1885) 22.5%, und der größte 36.4%. Sieht man auch von letzterem Werthe als einem ausnahmsweisen ab — er gilt ja für das Ausnahmsjahr 1876 —, so bleibt immerhin noch 31.4% für das nasse Jahr 1890, und eine zeitliche Veränderlichkeit um 8.9%, während jene für das Moldaugebiet 16.5%, und die für das übrige Elbegebiet, wenn man von 1876 absieht, 10.3% ist. Hiernach ist man zu der Folgerung berechtigt, dass die Abflussmengen eines größeren Gebietes viel mehr durch dessen Niederschlag als durch dessen Boden beeinflusst werden. Dagegen spielt für die Abflussverhältnisse die Bodenbeschaffenheit insoferne eine nicht zu unterschätzende Rolle, als im undurchlässigen Moldaugebiete der zeitliche Spielraum des Abflussfactors viel größer ist, als im vorwiegend durchlässigen Rest des Elbegebietes. Allerdings ist auch die Veränderlichkeit des Niederschlages im Moldaugebiete größer als im Elbegebiete; aber relativ ist sie bei weitem nicht so groß als die des Abflussfactors.

Da sich der Abflussfactor mit dem Verdunstungsfactor zu 1 ergänzt, so gelten alle Erörterungen, welche oben für diesen angestellt sind, sinngemäß auch für jenen. Man hat im großen und ganzen eine Zunahme des Abflussfactors mit dem Niederschlage zu verzeichnen, welche bereits von Mocquery[1]) und dem Verfasser[2]) bemerkt worden ist. Sie tritt in den Zusammenstellungen auf S. 471 (43) und namentlich deutlich in Tabelle XV entgegen; hier zeigt sich recht klar die Verschiedenheit zwischen Moldau- und Elbegebiet. In trockenen und mitt-

[1]) Etudes de quelques questions relatives aux eaux courantes dans la partie supérieure du bassin de la Saône. Annales des ponts et des chauss. 1879, 2. pag. 235.
[2]) Penck: Die Donau, 1891, pag. 39.

leren Jahren fließt vom ersteren ein kleinerer Theil, in nassen Jahren ein größerer des Niederschlages ab als vom letzteren. Diese Thatsache steht mit der verschiedenen Beschaffenheit beider Gebiete im Einklang. Ist der Niederschlag gering, so erfolgt der oberflächliche Abfluss langsam, es kann viel verdunsten. Ist er hingegen groß, so rinnt das Wasser rasch ab und wird wenig durch Verdunstung gemindert. Daher geschieht das Anwachsen des Abflussfactors auf undurchlässigem Boden in anderer Progression als auf durchlässigem, wo stets ein größerer Theil des Niederschlages in den Boden sickert und hier langsam abfließt, wobei er einer wenn auch geringen so doch lang anhaltenden Verdunstung unterworfen ist.

Weiter schwankt der Abflussfactor, wie gleichfalls aus Tabelle XV ersichtlich, in sehr bedeutendem Umfange mit der Temperatur, so zwar, dass er bei kleinerem Regenfalle und niederer Temperatur vielfach größer ist als bei größerem Niederschlage und höherer Temperatur. So ist er für die Elbe z. B. bei 650 *mm* und 1° unter der Normaltemperatur (30.2%) wesentlich höher als bei 850 *mm* und 1° über der Normaltemperatur (26%). Entsprechendes gilt für die Moldau. Bei mittlerem Regenfalle ist die Amplitude des Abflussfactors bei einer Variabilität der Temperatur von ± 1° größer (8%) als die regionale in den undurchlässigen und durchlässigen Theilen von Böhmen.

Die mehrfach ausgesprochene Ansicht, dass der Abflussfactor um so kleiner wird, je größer das Gebiet wird, für das er gilt, findet in der vorstehenden Untersuchung keine Bestätigung. Auf den ersten Blick möchte allerdings scheinen, als ob ihr eine Stütze erwüchse, da der Abflussfactor für das Gebiet der kleinen Elbe bis Brandeis für die Jahre 1886–90 wesentlich größer als jener für die gesammte böhmische Elbe ist (31.3% gegen 27.8%). Dafür ist aber der Abflussfactor der Moldau, wie bereits dargethan, kleiner als der der Elbe, und in potamologischem Sinne muss doch eigentlich die Moldau als der Quellfluss der Elbe gelten. Dabei ist noch zu beachten, dass bei Berechnung der Wasserführung der Moldau der Einfluss des Eisstaues nicht ausgemerzt werden konnte, weswegen für sie und für den zugehörigen Abflussfactor zu hohe Zahlen erhalten wurden. Dagegen ergibt sich eine andere Beziehung zwischen Abflussfactor und Stromgröße: es schwankt der Abflussfactor der Elbe bei Tetschen in engeren Grenzen als jener der Moldau bei Prag und jener des restlichen Elbegebietes. Darnach hätte man eine umso geringere Variabilität des Abflussfactors, je größer das Gebiet ist, für das er gilt. Dies ist wahrscheinlich. Je größer das Flussgebiet ist, desto mehr compensieren sich die Unregelmäßigkeiten der Niederschlagsvertheilung. In der That wurde 1878 und 1890 ein außergewöhnlich hoher Niederschlag des Moldaugebietes durch einen verhältnissmäßig geringeren des übrigen Elbegebietes theilweise wett gemacht, das umgekehrte fand 1879, 1880, 1882, 1883 und 1889 statt. Dazu kommt, dass mit der Größe des Flussgebietes auch die Mannigfaltigkeit in dessen Zusammensetzung zunimmt; die Folgen ausgedehnter undurchlässiger Gebiete werden gelindert durch das Auftreten durchlässiger Gesteine, wie man dies gerade im böhmischen Elbegebiete recht deutlich wahrnehmen kann.

Indem wir uns nunmehr der Betrachtung der Abflussmenge zuwenden, drücken wir sie durch die Höhe einer abfließenden Wasserschichte aus, und nicht durch die sekundliche Wasserführung des Stromes, denn letztere ist nicht bloß eine Function des Niederschlages, sondern zugleich auch eine solche der Größe des Flussgebietes. Überdies lässt

der Begriff der Abflusshöhe ohne weiteres den Charakter des Abflusses als Differenz zwischen Niederschlag und Verdunstung erkennen.[1])

Der Charakter der Differenz haftet der Abflusshöhe deutlich an. Die Fig. 11 und 12 zeigen im Vergleiche zu den Fig. 8 und 9 wie viel weniger ausgesprochen ihre Beziehungen zum Niederschlage und zur Temperatur sind, als jene der Verdunstungshöhe. Im Moldaugebiete ändert sie sich 1876–90 nur in 9, im Elbegebiete bloß in 12 von 14 Fällen ebenso wie die Niederschlagshöhe. Noch weniger stimmen die Änderungen des Abflusses mit jenen der Temperatur von Jahr zu Jahr: im Moldaugebiete geschehen sie nur in 7, im Elbegebiete nur in 8 von 14 Fällen in gleichem Sinne. Ferner ist, wie bereits in Tabelle XIV zusammengestellt, die mittlere Veränderlichkeit des Abflusses beträchtlich größer als jene von Niederschlag und Verdunstung, sowie seine Amplitude ganz bedeutend weiter. Die entsprechenden Zahlen seien hier wiederholt (mit Eliminierung des Einflusses von Krumau) und durch jene für das Elbe—Moldaugebiet ergänzt.

Abweichungen vom Mittel

	Elbegebiet	Moldaugebiet	Elbe–Moldaugebiet
	%	%	%
Kleinster Niederschlag .	21 (1887)	−18 (1885)	−14 (1887)
Größter » .	+24 (1890)	+31 (1890)	+23 (1882)
Amplitude	45	51	37
Kleinste Verdunstung .	−18 (1876[1])	−18 (1883)	−23 (1876[1])
Größte » .	+19 (1882)	+15 (1890)	+25 (1882)
Amplitude . . .	37	35	48
Kleinster Abfluss . .	34 (1885)	37 (1885 und 1887)	23 (1887)
Größter »	+40 (1890)	+78 (1890)	+35 (1876[1])
Amplitude	74	115	58

Der Abfluss ist sohin eine vom Regenfalle und von der Temperatur weit weniger abhängige und dabei weit variablere Größe als die Verdunstung.

Immerhin verraten die Figuren 11 und 12, dass in manchen Fällen der Abfluss einen ähnlichen Gang von Jahr zu Jahr zeigt, wie der Niederschlag, und dass er gelegentlich auch ähnlich wie die Verdunstung verläuft. Dies lässt sich auch graphisch veranschaulichen. Eine Construction analog der Fig. 10 führt allerdings ohne weiteres nicht zum Ziele; die den einzelnen Jahren entsprechenden Abflusshöhen stellen nicht gerade, sondern gekrümmte Linien dar, deren Verlauf man erst mit Hilfe der Fig. 10 zu ziehen vermag. Viel einfacher gestalten sich die Constructionen Fig. 13 und 14: In einem rechtwinkligen Coordinatensysteme sind als Abscissen die Niederschlags-, als Ordinaten die Verdunstungshöhen aufgetragen. Die also fixierten Punkte bilden einen Haufen von ausgesprochen länglicher Gestalt, in welchem man eine mediane Curve zu ziehen vermag, wie dies auch geschehen ist. Fügt man nun zu den einzelnen Jahrespunkten die entsprechenden Temperaturabweichungen, so bemerkt man, dass im allgemeinen die

[1]) Die numerischen Beziehungen zwischen Abflusshöhe und sekundlicher Abflussmenge sind in Böhmen die Folgenden:

1 *mm* Abflusshöhe im Moldaugebiete jährlich entsprechen 0·86 m^3 in 1 Sec.
im Reste des Elbegietes » 0·76
im gesammten Elbegebiete » 1·62

Punkte mit negativer Abweichung über, die anderen unter der Meridiankurve liegen.[1])

Die Curve verbindet sohin die den einzelnen Niederschlagshöhen bei mittlerer Temperatur entsprechenden Abflussmengen, sie ist die normale Abflusskurve. Die Übereinstimmung der aus dieser Curve hergeleiteten Abflussmengen mit der in Tabelle XV enthaltenen ist befriedigend.

Denkt man sich die Abflusscurve in der von ihr im allgemeinen befolgten Richtung fortgesetzt, so schneidet sie in Fig. 13, wenn man sie um $^1/_3$ ihrer Länge verlängert, die Abscissenaxe, d. h. bei der dem Schnittpunkte entsprechenden Niederschlagsmenge ist der Abfluss gleich Null. Darnach würde das Moldaugebiet bei 380 *mm* Niederschlagshöhe abflusslos. Die etwas geschlängelt verlaufende Abflusscurve für die Elbe Fig. 14 müsste man hingegen um beinahe ihre ganze Erstreckung verlängern, bis sie die Abscissenaxe schneidet. Dies geschieht bei einem Punkte, welchem die Niederschlagshöhe von 315 *mm* entspricht. Natürlich ist die Lage dieses Punktes weniger sicher, als die des entsprechenden in Fig. 13. Es ist daher die Niederschlagshöhe von 315 *mm* bei welcher Böhmen abflusslos wird, nicht so sicher, als die von 380 *mm* für das Moldaugebiet. In der That stimmt sie auch weniger gut mit den S. 475 (47) rechnerisch gewonnenen Zahlen überein, als die für das Moldaugebiet, wenn auch die Übereinstimmung im großen und ganzen als befriedigend bezeichnet werden muss.

Die Zahl der in den Constructionen Fig. 13 und 14 erlangten Fixpunkte reicht nicht aus, um darnach die Verdunstungscurve für andere Temperaturen als die normale zu zeichnen. Allenfalls könnte man eine Strecke weit die für -0.75^0 über und die von $+0.55^0$ unter der Mittelcurve ziehen. Beide Curven nähern sich den Enden der Normalkurve etwas, so wie dies nach Tabelle XV zu erwarten ist, laufen jener aber in der Mitte nahezu parallel und zwar in einem Abstande von einander, welcher einer Abflusshöhe von 50 *mm* entspricht. Darnach kann man annehmen, dass bei normalem Niederschlage eine Temperaturänderung von $1{\cdot}3^0$ eine entgegengesetzte von 50 *mm* in der Abflusshöhe bewirken würde. Würde diese Beziehung für einen größeren Temperaturintervall Giltigkeit besitzen, so würde das Moldaugebiet bei einer Temperaturerhöhung von $4{\cdot}6^0$, das Elbegebiet bei einer solchen von $5{\cdot}1^0$ abflusslos erscheinen.

Außer den Abflusscurven für das Elbe- und Moldaugebiet ist in Fig. 15 jene für das Elbe—Moldaugebiet entworfen. Sie lässt sich zwischen den einzelnen zur Construction verwerteten Punkten nicht so ungezwungen durchziehen, dass sie die Punkte der Jahre mit positiver und negativer Temperaturabweichung von einander trennt, und es ist selbst nicht möglich, neben der Normalcurve jene für andere Temperaturen nur streckenweise zu ziehen. Das kann nicht Wunder nehmen, da die zur Construction verwerteten Daten durch Differenzenbildung erhalten sind, wobei sich die Fehler der zu Grunde gelegten Werte addieren konnten. Immerhin zeigt die Curve denselben charakteristischen Verlauf wie jene für das Moldau- und Elbegebiet: sie steigt leicht geschwungen an, anfänglich steiler, dann etwas sanfter und schließlich wieder steiler. Das steht im vollem Einklange mit dem oben über das Verhältnis zwischen Niederschlag und Verdunstung Gesagten. Wenn die Verdunstung bei zunehmender Niederschlagshäufigkeit stärker zunimmt als bei einer

[1]) Eine wesentliche Ausnahme machen nur die Punkte für die abnormen Jahre 1876 und 1883, deren abweichende Abflussverhältnisse oben begründet wurden.

gleiche Mehrung des Regenfalles liefernden Steigerung der einzelnen Regengüsse, so muss Umgekehrtes für den Abfluss stattfinden, und der geschlängelte Verlauf der Abflusscurve deutet an, dass die Vermehrung des Niederschlages in Böhmen in den mittleren Niederschlagshöhen mehr durch eine Steigerung der Regenhäufigkeit als durch eine solche der Regendichte erfolgt.

Abgesehen von dieser charakteristischen in der Curve für das Moldaugebiet (Fig. 13) nur schwach, in jener für das Elbe-Moldaugebiet (Fig. 15) stark angedeuteten Eigenthümlichkeit haben die drei Abflusscurven einen im allgemeinen geradlinigen Verlauf. Dies gestattet, einfache Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluss für die drei vorliegenden Flussgebiete aufzustellen. Ist a die zu einer beliebigen Niederschlagshöhe n gehörige Abflusshöhe, ferner $n_{,}$ die Niederschlagshöhe, welche gleich der zugehörigen Verdunstungshöhe ist, bei welcher also Abflusslosigkeit eintritt, endlich γ eine Constante, welche das Verhältnis von Abfluss und Niederschlag ausdrückt, so ist allgemein

$$a = (n - n_{,})\,\gamma$$

ferner

$$v = n - a = n - (n - n_{,})\,\gamma.$$

Letzterer Ausdruck entspricht dem oben für die Verdunstungshöhe hergeleiteten

$$v = V + (n - N)\,\beta$$

Setzt man nämlich in demselben den Wert von V ein, der sich aus der Gleichung für $n_{,}$ ergiebt, so erhält man

$$v = n_{,} + \beta\,(n - n_{,}).$$

Da nun $\beta = 1 - \gamma$ zu setzen ist, stimmen beide Ausdrücke für v überein.

Die Figuren 13—15 gestatten die numerischen Werte für $n_{,}$ und γ zu bestimmen, und man erhält dann, wenn alles in Millimetern ausgedrückt wird,

für das Moldaugebiet	$a = (n - 380)\,0.6 = 0.6\,n - 228$
» » Elbe-Moldaugebiet	$a = (n - 260)\,0.45 = 0.45\,n - 117$
» » Elbegebiet	$a = (n - 315)\,0.5 = 0.5\,n - 157.5$

Nach den oben für die Verdunstungshöhe aufgestellten Gleichungen erhält man indirect

für das Moldaugebiet	$a = n - v = 0.59\,n - 217$
» » Elbegebiet	$a = n - v = 0.47\,n - 133$

Es stimmen also die gewonnenen Constanten annähernd überein. In folgendem stellen wir die nach obigen Richtungen direct und indirect berechneten Abflusshöhen zusammen und vergleichen sie mit den in Tabelle XV mitgetheilten:

Niederschlagshöhen	500 *mm*	600 *mm*	700 *mm*	800 *mm*	900 *mm*
Abflusshöhen:					
Moldaugebiet direct . . .	72	132	192	252	312
» indirect . . .	78	137	196	255	314
» nach Tab. XV		130	182	235	320
Elbegebiet direct	92.5	142.5	192.5	242.5	292.4
» indirect . . .	102	149	196	243	290
» nach Tab. XV.		153	190	227	
Elbe-Moldaugebiet direct	108	153	198	243	288

Man sieht, dass die zu mittleren und höheren Niederschlagsbeträgen gehörigen direct und indirect berechneten Werte recht befriedigend, nämlich bis auf wenige Procente übereinstimmen; während sich für die geringen Niederschlagshöhen größere, bis 10% betragende Differenzen ergeben. Die Übereinstimmung mit den aus Tabelle XV entnommenen Daten ist weniger gut; sie weist für die Niederschlagshöhe von 800 *mm* die beträchtlichsten Differenzen auf, die aber auch hier unter 10% betragen.

Die Größen n_γ und γ haben in den Gleichungen für die Abflusshöhen der verschiedenen Flussgebiete verschiedene numerische Werte. Sie sind im Moldaugebiete am größten, im Elbe-Moldaugebiete am kleinsten, und im gesammten Elbegebiete mittelgroß. Die Veränderlichkeit von γ drückt nach den eben mitgetheilten Rechnungsergebnissen aus, dass aus dem Moldaugebiete bei geringerem Niederschlage relativ weniger abfließt, als vom Elbe- und Elbe—Moldaugebiete, während bei hohem mittleren Regenfalle das Umgekehrte stattfindet. Diese Thatsache ist bereits oben erörtert worden und konnte durch die Bodenbeschaffenheit der Flussgebiete erklärt werden. Es ist also γ ein von der Bodenbeschaffenheit der Flussgebiete abhängiger Factor. Daraus folgt aber ohneweiteres, dass auch die Niederschlagshöhe, unter welcher Abflusslosigkeit eintritt (n_γ), mit der Bodenbeschaffenheit wechselt, und in durchlässigen Gebieten, wie dem der Elbe—Moldau, kleiner ist, als in undurchlässigen, wie dem der Moldau.

Betrachtet man die oben für die einzelnen Flussgebiete direct berechneten Abflusshöhen, so sieht man, dass die für das Elbegebiet berechneten Zahlen die Mitte halten zwischen den für die beiden anderen Gebiete erhaltenen, dass ferner alle drei Abflusshöhen für die der mittleren Niederschlagshöhe nahe kommende, von 700 *mm* fast übereinstimmen. Berechnet man die zu den mittleren Niederschlagshöhen der einzelnen Gebiete gehörigen Abflusshöhen, so erhält man für das Moldaugebiet 181 *mm* (statt 186 *mm*), für das Elbegebiet 188.5 *mm* statt 192 *mm*), für das Elbe—Moldaugebiet 200 *mm* (statt 209 *mm*). Es ergeben sich also die mittleren Abflusshöhen bis auf wenige (1.8—4.5) Procente genau.

Diese Thatsache führt zu einer wichtigen Schlussfolgerung. Die mittlere Abflusshöhe ist gleich der mittleren Niederschlagshöhe ein Ausdruck von der Form

$$H = \frac{h_1 g_1 + h_2 g_2 + \ldots + h_n g_n}{g_1 + g_2 + \ldots + g_n}$$

indem im einen Falle für $h_1, h_2 \ldots, h_n$ Niederschlags-, im anderen Falle Abflusshöhen einzusetzen sind, welche den Arealen $g_1, g_2 \ldots, g_n$ zukommen. Wenn nun die Gleichung

$$a = (n - n_\gamma)\, \gamma$$

für die mittlere Niederschlagshöhe N und Abflusshöhe A eines Gebietes gilt, so muss sie auch nothwendigerweise für die verschiedenen Niederschlagshöhen in diesem Gebiete gelten. Setzen wir die sich für $a_1, a_2, \ldots, a_n$ sich ergebenden Werte in die allgemeine Gleichung

$$A = \frac{a_1 g_1 + a_2 g_2 + \ldots + a_n g_n}{g_1 + g_2 + \ldots + g_n}$$

so ergibt sich

$$A = \frac{n_1 g_1 + n_2 g_2 + \ldots + n_n g_n}{g_1 + g_2 + \ldots + g_n}\, \gamma - n_\gamma \cdot \frac{g_1 + g_2 \ldots + g_n}{g_1 + g_2 + \ldots + g_n}\, \gamma$$

Da nun jeder Niederschlagshöhe eine bestimmte Abflusshöhe entsprechen soll, so sind die einer bestimmten Abflusshöhe zukommenden Areale die einer bestimmten Niederschlagshöhe. Es ist also das erste Glied des obigen Ausdruckes der für $N\gamma$, und es ist nothwendigerweise

$$A = \gamma(N - n_1)$$

so wie es faktisch gefunden wurde. Es gelten mithin die aufgedeckten Beziehungen zwischen Niederschlags- und Abflusshöhe nicht bloß für die verschiedenen Niederschlagshöhen, welche in ganz Böhmen beobachtet wurden, sondern auch für die gleichen Niederschlagshöhen in den einzelnen Theilen des böhmischen Elbegebietes. Die von Herrn Ruvarac entworfene Niederschlagskarte kann daher ohne weiteres auch als eine Abflusskarte gelten, sobald man

	Regenhöhe		Abflusshöhe		im Mittel
für die Regenhöhe	400–500 *mm*	die Abflusshöhe	42.5–92.5 *mm*,	im Mittel	67.5 *mm*
	500–600		92.5–142.5		117.5
	600–700		142.5–192.5		167.5
	700–800		192.5–242.5		217.5
	800–1000		242.5–342.5		292.5
	1000–1200		342.5–442.5		392.5
	über 1200		über 442.5		

setzt. Berechnet man darnach aus den in Tab. XI von Herrn Ruvarac ermittelten Arealen der einzelnen Niederschlagsgebiete die mittlere Abflusshöhe, so erhält man 189 *mm*, also nur um 3 *mm* weniger, als direkt bestimmt. Für das Moldaugebiet ergeben sich analog 180 *mm* anstatt 186 *mm*. Trägt man der Verschiedenheit des Abflusses in den einzelnen Theilen Böhmens Rechnung, so ergibt sich folgende Beziehung.

Regenhöhe	Mittel	Abflusshöhe
400–500 *mm*	450 *mm*	42–85.5 *mm*
500–600	550	102–130.5
600–700	650	162–175.5
700–800	750	220.5–222
800–1000	900	288–312
1100–1200	1100	378–432
über 1200	1300	468–552

Damit erscheinen die Grenzen angedeutet, in welchen innerhalb eines mitteleuropäischen Gebietes der Abfluss je nach der Bodenbeschaffenheit mit dem Niederschlage variirt. Hiebei ist zu beachten, dass er bis zur mittleren Regenhöhe des Gebietes von den permeablen, bei größerer Regenhöhe von den impermeablen Theilen der größte ist.

Der unverkennbaren Abhängigkeit der Abflussverhältnisse von der Temperatur ist in obigem nicht Rechnung getragen. Es kann dies aber auch nur in rohester Annäherung geschehen, da, wie schon erwähnt, sich die Abflusskurven für andere Temperaturen nur streckenweise verfolgen lassen können, und zwar ausschließlich für mittlere Niederschlagshöhen, bei welchen der Einfluss der Temperaturschwankungen auf den Abfluss ganz besonders stattlich ist.

Nimmt man an, dass die Abflusskurven für verschiedene Temperaturen parallel laufen, und zwar für positive Temperaturabweichungen unter, für negative über der normalen, so kann man die allgemeine Beziehung von Niederschlag, Abfluss und Temperaturabweichung vom Mittel durch die Gleichung

$$a = (n - n_1)\gamma - t\alpha$$

wenn t die Temperaturabweichung vom Mittel in C., α die mittlere Änderung des Abflusses für 1° Temperaturabweichung ist. α kann mit

Hilfe der in Tabelle XV mitgetheilten Amplituden des Abflusses für Temperaturabweichungen von $+1^\circ$ bis -1° berechnet werden. Es ergibt sich für das Niederschlagsintervall von 550—850 *mm* sowohl für das Moldau- wie auch für das Elbegebiet zu 19 *mm*. Darnach erhalten wir die allgemeinen Gleichungen

für das Moldaugebiet $a = 0.6\ n - 228 - 19\,t$
Elbe-Moldaugebiet $a = 0.45\ n - 117 - 19\,t$
Elbegebiet $a = 0.5\ n - 157.5 - 19\,t$

Der Quotient $\frac{\alpha}{\gamma}$ gibt die Veränderungen der Niederschlagshöhe, bei welcher Abflusslosigkeit eintritt, mit der Temperatur an. Ist $n_,$ jene Höhe bei normaler Temperatur, so ist sie bei einer t° höheren Temperatur

$$n_{,,} = n_, + \frac{\alpha}{\gamma}\, t.$$

Die numerischen Werte von $\frac{\alpha}{\gamma}$ sind für das Moldaugebiet 32 *mm*, für das Elbe-Moldaugebiet 42 *mm*, für das Elbegebiet 38 *mm*. Berechnet man mit ihnen, bei wie viel Grad Temperaturerhöhung $n_{,,} = N$, Böhmen also abflusslos wird, so erhält man 8° für das Moldaugebiet, 10° für das Elbegebiet und 10.6° für das Elbe-Moldaugebiet. Wieder zeigt sich, dass das Moldaugebiet bei einer geringeren Temperaturerhöhung abflusslos wird, als das gesammte Elbegebiet, aber die dafür erhaltenen Werte sind erheblich größer als die früher ermittelten.

Diese Verschiedenheit der Ergebnisse führt sich darauf zurück, dass der Einfluss der Temperatur auf den Abfluss und auf die Verdunstung bei mittleren Niederschlagshöhen erheblicher ist, als bei geringen oder großen. Man überschätzt daher den Einfluss der Temperatur auf den Abfluss, wenn man lediglich mit den für mittlere Niederschlagshöhen giltigen Beziehungen zwischen beiden rechnet, und erhält dabei zu geringe Werte für die zur Abflusslosigkeit führende Temperaturerhöhung. Man beachte nur, dass bei einer Temperaturerhöhung von 4° nach Tabelle XV das Elbegebiet bei 550 *mm* Niederschlag noch 42 *mm* Abflusshöhe haben würde, während es bei 700 *mm* bereits abflusslos wäre! Unter solchen Umständen dürfte das zuletzt erhaltene Ergebnis wohl das richtigere sein, aber auch ihm gegenüber ist Vorsicht geboten; denn auch in diesem Falle dehnt man eine für einen kleinen Temperaturintervall giltige Beziehung auf einen großen aus. In dieser Hinsicht verhält es sich mit den nachgewiesenen Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluss ganz anders. Sie gelten für einen Intervall von 350 *mm*, und werden nur auf einen solchen von nicht ganz 300 *mm* ausgedehnt, wenn man nach ihnen den Niederschlag für die beginnende Abflusslosigkeit berechnet. Die Beziehungen zwischen Temperatur und Abfluss sind aber nur für einen Temperaturintervall von 1.5° erkennbar, es liegt auf der Hand, dass man ihnen nicht ohne weiteres für Temperaturintervalle von über 4° Giltigkeit zuschreiben kann.

Es erhellt hieraus, dass Böhmen viel mehr durch seine Niederschlags-, als durch seine Temperaturverhältnisse der Abflusslosigkeit nahe kommt. Die ersteren schwanken in einem größeren Intervalle als der ist, welcher das Land von der Abflusslosigkeit trennt, die letzteren in einem viel geringeren. Sowohl eine allerdings mehrere Grade betragende Erhöhung seiner mittleren Jahrestemperatur als auch eine Minderung seiner Niederschläge auf etwa die Hälfte würde es dazu ver-

urtheilen. Nun pflegen Temperaturerhöhungen und Minderungen des Niederschlages Hand in Hand zu gehen, wie Brückner gezeigt hat. Eine nicht allzustarke Klimaänderung würde sohin Böhmen zu einem Binnengebiete machen, wie man solche bereits 500 *km* südöstlich von der Mitte des Landes in Ungarn antrifft.

Die entwickelten Beziehungen zwischen Niederschlag, Temperatur und Abfluss lassen zwar die Abhängigkeit des letzteren von den beiden ersteren deutlich hervortreten, aber sie ermöglichen doch keineswegs die einem bestimmten Niederschlage zukommende Abflussmenge so genau zu berechnen, wie sie für die Verdunstungshöhen versucht wurde. Auch die in Tab. XV verzeichneten Abflusshöhen sind noch in ziemlich weiten Grenzen unsicher. Das kann aber nicht anders der Fall sein, wenn berücksichtigt wird, dass die berechneten Niederschlagshöhen nur bis auf 1% genau sind, dass ferner die Verdunstungshöhen der Elbe einen mittleren Fehler von 4%, jene für das Moldaugebiet einen solchen von 6% haben. Da nun die Abflusshöhen $^{2}/_{5}$ bez. $^{1}/_{3}$ der Verdunstungshöhen sind, so werden sie auf dem Wege der Differenzenbildung nur bis zu 10 resp. 18% ihres Wertes genau erhalten werden können, was für praktische Zwecke nicht hinreicht.

4. Beziehungen zwischen Niederschlag, Verdunstung und Abfluss in den einzelnen Monaten.

Die von Herrn Ruvarac zusammengestellte Tabelle XII lässt erkennen, dass der jährliche Gang des Niederschlages in Böhmen bei aller Verschiedenheit der absoluten Werte in den Relativzahlen im wesentlichen übereinstimmt. Die Extreme der procentuellen Vertheilung für jeden einzelnen Monat halten sich in engen Grenzen, wie aus folgender Zusammenstellung erhellt:

Niederschlagsvertheilung in Procenten.

	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept	Okt	Nov.	Dec	Mittel
Maximum	6.3	5.9	8.5	8.9	8.9	11.9	16.5	15.6	14.8	9.7	7.8	8.0	10.2
Minimum	2.6	2.7	4.7	5.8	5.3	8.0	7.8	10.0	9.4	5.6	4.9	4.9	5.9
Amplitude	3.7	3.2	3.8	3.6	3.6	3.6	8.7	5.6	5.4	4.1	2.9	3.1	4.3
Mittel	4.3	4.5	6.8	6.8	9.7	13.4	12.9	12.0	9.6	7.3	6.2	6.5	8.3

Dies rechtfertigt, aus Relativzahlen, wie oben geschehen, Mittelwerte herzuleiten. Man ersieht aus ihnen, dass die jährliche Regenvertheilung im Moldaugebiete nicht wesentlich anders als im gesamten böhmischen Elbegebiete ist. Letzteres ist in seiner Gesammtheit durch ein Maximum im Juni ausgezeichnet. Zahlreiche südböhmische Stationen haben daneben noch ein secundäres im August, weswegen ein solches, wenn auch sehr unbedeutend, auch für das Moldaugebiet zum Ausdrucke gelangt. In Nordböhmen hingegen ist vielfach ein Juli-Maximum verbreitet, welches für das gesammte Elbegebiet das secundäre August-Maximum verschwinden lasst. Der an Niederschlägen ärmste Monat ist der Januar; in manchen Stationen auch der Februar, weswegen dieser im Durchschnitte nur ganz unbeträchtlich niederschlagsreicher als der Januar erscheint. Ein secundäres Minimum tritt vielfach im November entgegen, das auch in den Mitteln für das ganze Moldau- und Elbegebiet nicht verschwindet. März und April sind durchweg nahezu gleich regenreich. Diese jahreszeitliche Vertheilung stimmt im allgemeinen mit

der von Hann[1]) für einen größeren Zeitraum angegebenen überein; nur erscheint das Winter-Minimum hier durchweg geringer als in den Zusammenstellungen des ausgezeichneten Meteorologen, und ferner lassen letztere das secundäre November-Minimum nicht erkennen.

Die in Tabelle XII mitgetheilten mittleren Monatssummen für den Niederschlagshöhen dürfen nicht unmittelbar mit den in Tabelle V zusammengestellten Abflusshöhen verglichen werden, da das in einem Monate gefallene Wasser nicht auch im selben Monate abfließt, sondern erst nach einer gewissen Zeit nach Tetschen gelangt. Diese Zeit wurde auf 6 Tage im Mittel veranschlagt. Es wurde daher von den Niederschlagssummen eines Monats $^1/_5$ abgezogen und dafür $^1/_5$ von der des vorhergehenden Monats hinzugenommen. Die also erhaltenen Niederschlagshöhen sind in Tabelle XVIII mit den Abflusshöhen zusammengestellt, außerdem werden ihre Differenzen sowie ihr Verhältnis, entsprechend dem Abflussfactor, mitgetheilt.

Tabelle XVIII. Niederschlags- und Abflusshöhen in den einzelnen Monaten.

Moldau.		Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Niederschlag	*mm*	30	29	42	46	62	90	87	86	71	52	43	43	681
Abfluss	»	13	16	28	20	16	13	9	11	15	12	11	13	177
Unterschied	»	17	18	14	26	46	77	78	75	56	40	32	30	504
Abflussfactor	%	43	56	67	43	26	14	11	13	21	23	26	30	26
Elbe.														
Niederschlag	*mm*	33	31	44	47	63	87	90	84	70	54	44	45	692
Abfluss	»	14	17	33	25	17	13	10	11	12	12	12	16	193
Unterschied	»	19	14	11	22	46	74	80	73	58	42	32	29	500
Abflussfactor	%	43	55	75	53	27	15	11	13	17	22	27	36	28

Man entnimmt Tabelle XVIII und den darnach entworfenen Fig. 16 und 17, dass die sonst der Verdunstungshöhe entsprechende Differenz zwischen Niederschlag und Abfluss einen sehr auffälligen Gang besitzt. Ihr Maximum erreicht sie zwar im Juli, wo entsprechend der hohen Temperatur und dem großen Niederschlag auch ein Maximum der Verdunstung zu erwarten ist, aber ihr Minimum fällt nicht in den Januar, wo man es antreffen sollte, sondern in den März. Dementsprechend erreicht auch der Abflussfactor im März ein Maximum, während er im Juli sein Minimum hat.

Die Differenz Niederschlag—Abfluss in vorstehender Tabelle ist in der That kein Äquivalent der bisher berechneten Verdunstungshöhen. Während man für eine Reihe von Jahren annehmen darf, dass der gesammte gefallene Niederschlag theils verdunstet, theils abfließt, gilt Gleiches nicht für die einzelnen Monate. Hier findet vielmehr in einigen Theilen des Jahres eine Aufspeicherung des Niederschlages statt, welcher in anderen Jahreszeiten die Gerinne speist. Im Winter speichert die Schneedecke den Niederschlag auf, der dann beim Thauen abfließt, in der kühlen Jahreszeit füllen sich die Grundwasseransammlungen und Quellgänge, welche in der warmen die Flüsse speisen. Es gilt für die einzelnen Monate nicht wie für die Jahre die Gleichung Abfluss = Niederschlag—Verdunstung, sondern

$$\text{Abfluss} = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung} - \text{Aufspeicherung und}$$

$$\text{Abfluss} = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung} + \text{Speisung.}$$

[1] Untersuchungen über die Regenverhältnisse von Österreich-Ungarn. I. Sitzber. k. Akad. Wien. Mathem.-naturw. Cl., 1879. Bd. LXXX, II. Abt.

Dabei existiert zwischen der Aufspeicherung und der Speisung im allgemeinen die Beziehung, dass im Laufe einer Reihe von Jahren die Summe der Aufspeicherung gleich der Summe der Speisung ist, weil sonst eine konstante Minderung der Meerwassermenge eintreten müsste, welche nicht nachweisbar ist. Es muss also für längere Zeiten gelten:

Summe der Aufspeicherung = Summe der Speisung.

Die Größe der Aufspeicherung, bezw. der Speisung ist von zwei Factoren abhängig, nämlich allgemein klimatischen und speciell geographischen des Flussgebietes. Ein Theil der Aufspeicherung geschieht auf der Landoberfläche in der Schneedecke, dieser ist abhängig von der Summe des als Schnee liegen bleibenden Niederschlages, also einem rein klimatischen Factor. Ein anderer Theil der Aufspeicherung findet im Boden statt, er ist abhängig von der Bodenbeschaffenheit des Flussgebietes. Auf undurchlässigem Boden ist diese Art der Aufspeicherung gleich Null, auf äußerst durchlässigem kann sie der Summe der wässerigen Niederschläge nahekommen. Da es aber weder vollkommen undurchlässige noch vollkommen durchlässige Gesteine giebt, da ferner die Bodenbeschaffenheit von Ort zu Ort sehr wechselt, so ist die Aufspeicherung im Boden eine äußerst wechselnde. Kann man die Summe der schneeigen Aufspeicherung nach der Dauer und Höhe der Schneedecke roh schätzen, so giebt es kein Mittel, von der Aufspeicherung im Boden auch nur annäherungsweise eine Vorstellung zu gewinnen.

Unter solchen Umständen erscheint es wenig aussichtsvoll, durch Erwägungen über die Summe der Aufspeicherung die Zusammensetzung des Flusswassers aus abrinnendem Regen und Speisungswasser ermitteln zu wollen.

Dagegen bietet sich die Möglichkeit, dieses Problem durch eine direkte Schätzung der Verdunstung der Lösung näher zu führen. Eine eingehende vom Verfasser ausgeführte Untersuchung der Verdunstungs-Beobachtungen in Mitteleuropa führte ihn zur Erkenntnis, dass, wenn auch die Höhe der in den Verdunstungsmessern verdunstenden Wassermengen zwar außerordentlich variabel ist, und von der Größe und Exposition des Gefäßes stark beeinflusst wird, der jährliche Gang der Verdunstung von der Art des Atmometers und der Höhe der verdunstenden Schicht unabhängig ist. In ganz Mitteleuropa ist die Verdunstung in den vier Sommermonaten Mai, Juni, Juli, August sehr hoch und beträgt 60—75 % der Jahressumme. Dagegen ist sie in den vier Wintermonaten November, December, Januar und Februar minimal, nämlich nur 10—15 % der Jahressumme. März und April zeigen ein rasches Steigen, September und Oktober ein schnelles Sinken der Verdunstung.

Wenn nun auch die Verdunstung von einer immer nur zeitweilig benetzten, mit einer mehr oder weniger dichten Vegetationsdecke bestandenen Landfläche gewiss wesentlich anders ist, als die von dem Spiegel eines mit Wasser gefüllten Gefäßes, so legt doch die Beobachtung, dass die Verdunstung an verschiedenen Orten und Expositionen nahezu übereinstimmenden jährlichen Gang besitzt, die Muthmaßung nahe, dass sie auch auf großen Landflächen die gleiche Periodizität aufweist.

Vom theoretischen Standpunkte aus lässt sich hiergegen so lange nichts einwenden, als angenommen wird, dass die Vertheilung des Niederschlages im Laufe des Jahres eine vollkommen gleichmäßige ist. Dies trifft für Böhmen aber nicht zu; denn hier fällt im Juni dreimal

so viel Regen, als im Januar. Da nun auf einer ausgedehnten Landfläche, wie sich oben zeigte, die Verdunstung mit dem Niederschlage wächst, so wird im Juni wie in allen Sommermonaten die Verdunstung in Böhmen relativ bedeutender sein, als nach den Atmometer-Beobachtungen zu muthmaßen ist. Andererseits ist nicht außer Acht zu lassen, dass der Regenfall im Winter häufiger als im Sommer ist, und dass heftige Gewittergüsse während der warmen Jahreszeit binnen Stunden Wassermengen liefern können, welche eine intensive Verdunstung erst binnen Tagen zu entfernen vermöchte. Aber diese Wassermassen fallen auf trockenen Boden, in welchem sie nicht tief eindringen, und deswegen bald verdunsten. Es ist daher nicht anzunehmen, dass die Steigerung der sommerlichen Verdunstung infolge der Mehrung der sommerlichen Niederschläge durch die Minderung der Niederschlagshäufigkeit genau wett gemacht wird. Alles in allem wird die Verdunstung im böhmischen Elbegebiete im Sommer eher stärker denn schwächer sein, als nach Atmometer-Beobachtungen zu muthmaßen ist.

Derartige Beobachtungen wurden 1876 90 in Böhmen lediglich auf der Sternwarte zu Prag angestellt, und zwar durch den Gewichtsverlust eines offenen mit Wasser theilweise erfüllten cylindrischen Gefäßes von 76 *mm* Halbmesser. Dabei war die Aufstellung des Apparates eine so wenig günstige, dass die Beobachtungen 1893 eingestellt wurden. Immerhin hat sich aber gezeigt, dass der in Prag beobachtete jährliche Gang der Verdunstung sehr befriedigend mit dem sonst in Mitteleuropa wahrgenommenen übereinstimmt, weswegen anzunehmen ist, dass er im großen und ganzen auch für das ganze böhmische Elbegebiet gilt.

Die in Prag für die Jahre 1876 90 gemessenen mittleren Verdunstungshöhen sind folgende[1]):

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
mm	15.8	18.5	33.1	55.8	83.5	95.0	96.6	85.6	54.4	31.6	18.8	14.6	603.3
%	2.6	3.1	5.5	9.2	13.8	15.8	6.1	14.2	9.0	5.2	3.1	2.4	100

Die zu Prag gemessene Verdunstungshöhe war, entsprechend der Kleinheit der Verdunstungsfläche, größer als die im gesammten böhmischen Elbegebiete gleichzeitig stattgefundene Verdunstung. Reduciert man nun die für die einzelnen Monate erhaltenen Beträge auf die für das Moldaugebiet zu 504 *mm*, für das Elbegebiet zu 500 *mm* bestimmte mittlere Verdunstungshöhe, so erhält man nach obigen Erwägungen eine ungefähre Vorstellung von der Verdunstung in den einzelnen Monaten.

Zieht man die also erhaltenen Verdunstungshöhen von dem in Tabelle XVIII berechneten Unterschiede Niederschlag—Abfluss ab, so erhält man theils positive Werte, welche nach obigem einer Aufspeicherung, theils negative Werte, welche einer Speisung entsprechen. Selbstverständlich ist die Summe der positiven Werte gleich jener der negativen, und das bringt die Thatsache zum Ausdruck, dass die Aufspeicherung gleich der Speisung ist.

Tabelle XIX enthält die bezüglichen Berechnungen, die Fig. 18 und 19 führen die Sachen graphisch vor Augen. Man sieht, dass in den Monaten August bis Januar in gleicher Weise im Moldau- wie im gesammten Elbegebiete eine Niederschlags-Aufspeicherung stattfindet, welcher dann vom Februar bis Juli eine Speisung der Flüsse durch die

[1] Vergl. Weineck, Magnetische und meteorologische Beobachtungen der k. k. Sternwarte, Prag. 1876—1890.

Vorräthe entspricht. Die Aufspeicherung ist im August in beiden Fällen minimal, die Speisung ist es im Februar, Juni und Juli. Dies Ergebnis stimmt genau mit der Erfahrung überein, dass in den drei Frühlingsmonaten die in der Schneedecke und im Grundwasser aufgespeichert gewesenen Wasser abfließen, und dass die Aufspeicherung vornehmlich während der Herbst- und Frühwintermonate geschieht. Die Summe der Aufspeicherung ist dabei im Moldaugebiete etwas kleiner als im Elbegebiete, wie nach den Bodenverhältnissen zu muthmaßen ist. So entsprechen denn Gang und Beträge der Aufspeicherung genau den Erwartungen, was die Richtigkeit des eingeschlagenen Verfahrens erweist.

Tabelle XIX. Aufspeicherung und Speisung in Böhmen in *mm*.

Moldau	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Oct.	Nov.	Dec.	Jahr
Niederschl.— Abfluss	17	13	14	26	46	77	78	75	56	40	32	30	504
Verdunstung	13	15	28	46	70	80	81	72	45	26	16	12	504
Aufspeicherung	4							3	11	14	16	18	66
Speisung		2	14	20	24	3	3						66
Elbe													
Niederschl. – Abfluss	19	14	11	22	[illegible]	74	80	73	58	42	32	29	500
Verdunstung	13	15	28	46	69	79	80	71	45	26	16	12	500
Aufspeicherung	6						0	2	13	16	16	17	70
Speisung		1	17	24	23	5	0						70
Moldau													
Idealer Abfluss	17	14	14	0	−8	10	6	14	26	26	27	31	177
Idealer Abflussfactor	57 %	48 %	33 %	0 %	−15 %	11 %	7 %	16 %	37 %	50 %	63 %	73 %	
Elbe													
Idealer Abfluss	20	16	16	1	−6	8	10	13	25	28	28	33	192
Idealer Abflussfactor	61 %	52 %	36 %	2 %	−5 %	9 %	11 %	15 %	36 %	52 %	64 %	73 %	

Die aus Tabelle XIX zu entnehmenden Ergebnisse werden nicht wesentlich geändert, falls die wirkliche Verdunstung in Böhmen während der Sommermonate relativ größer als nach den Prager Messungen sein sollte. Die Herbst- und Frühwintermonate bleiben die der Aufspeicherung, die Frühlingsmonate die der Speisung, nur dass sich das Ende der letzteren bis in den Hochsommer, eventuell sogar bis anfangs Herbst, jener der Aufspeicherung bis in den Februar verschiebt. Die Summe der Aufspeicherung und dementsprechend die der Speisung allerdings vergrößert sich unter plausiblen Annahmen für die sommerliche Verdunstung, wenn auch nicht sehr bedeutend. So gewähren denn die in Tabelle XIX enthaltenen Daten über Aufspeicherung und Speisung einen Einblick in den Gang beider Erscheinungen und einen Minimalwert für deren Größe. Mindestens 37 % des genannten Moldauwassers, mindestens ebensoviel des bei Tetschen vorüberfließenden Elbewassers sind, sei es in Form von Schnee, sei es als Grundwasser aufgespeichert gewesen. Darnach kann man sagen: Von dem in Böhmen fallenden Niederschlage fließen höchstens 17 % direct ab, 11 % bleiben als Schnee oder als Grundwassersammlung eine zeitlang lang aufgespeichert, 72 % verdunsten entweder sofort, oder in geringem Maße von den aufgespeicherten Massen. In den einzelnen Monaten ist dies Verhältnis natürlich ein wesentlich anderes. In den Sommermonaten ist der Betrag der Verdunstung nahezu ebenso groß wie jener des Niederschlages, im Mai, dem Monate verhältnissmäßig geringen Regenfalles und sehr starker Verdunstung sogar größer. Dagegen verdunstet im December $^1/_4$ des gefallenen Niederschlages und mehr als $^1/_3$ bleiben aufgespeichert.

Denkt man sich den Einfluss der Aufspeicherung gänzlich ausgemerzt, und alles Wasser, soweit es nicht verdunstet, abfließend, so erhält man

den **idealen Abfluss**. Er ist für die Moldau und Elbe gleichfalls in Tabelle XIX berechnet, und in dem **idealen Abflussfactor** mit dem Niederschlage verglichen. Man entnimmt aus den bezüglichen Daten, dass ohne Aufspeicherung im Winter, vornehmlich durch die Schneedecke, Böhmen bereits im April in der Moldau kein, in der Elbe nur sehr wenig Wasser hatte und im Mai abflusslos wäre. In den Sommermonaten verzeichnet Tabelle XIX einen minimalen Abfluss, da aber die für diese Monate angenommene Verdunstung nur einen Minimalwert darstellt, so dürften auch sie wahrscheinlich eine abflusslose Zeit darstellen. Bei völlig impermeablem Boden und ohne Schneedecke würde Böhmen lediglich Fiumare besitzen, welche während des Winters nahezu ³/₄ des Niederschlages dem Lande entführten, im Sommer aber trocken lägen.

Eine Aufspeicherung von den genannten Beträgen erscheint recht wohl denkbar. Jedenfalls würde die Schneedecke über Böhmen allein schon genügen, um sie zu erklären. Allerdings liegen über sie bisher keine genaueren Daten vor, man ist auf die Angaben über den als Schnee gefallenen Niederschlag beschränkt, welche seit 1881 in den »**Hydrometrischen Beobachtungen**« der einzelnen Jahre veröffentlicht worden sind. Herr Ruvarac hat dieselben in folgender Tabelle sammt den zugehörigen Niederschlagssummen zusammengestellt.

Tab. XX. Mittlere Höhen des als Schnee gefallenen Niederschlags im Elbe-Gebiete bis Tetschen.

Schnee (*mm*).

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Sept.	Okt.	Nov.	Dec	Jahr
1881	11.0	12.0	18.9	8.9	9.4	0.1	0	7.8	3.4	13.6	85.1
82	4.0	9.7	5.7	8.9	3.2	0	0	0.2	31.9	36.9	100.[illegible]
83	12.7	12.0	30.5	8.6	2.5	0	0	2.6	5.9	47.0	121.8
84	23.8	6.7	30.1	20.3	0.2	0.5	0	8.6	32.3	31.2	153.7
85	10.7	9.2	32.9	2.5	9.4	0.2	2.9	5.4	7.5	30.7	111.[illegible]
1881/85	12.5	9.9	23.2	9.8	4.9	0.2	0.6	4.9	16.2	31.9	114.[illegible]
1886	29.5	12.3	40.3	14.5	4.4	0.2	0	0.1	14.5	65.1	180.[illegible]
87	11.2	17.2	47.2	10.1	14.5	0	0.9	5.6	41.6	43.0	191.[illegible]
88	30.3	49.9	51.8	32.9	0.9	0	0	12.3	15.5	7.7	201.[illegible]
89	13.9	56.1	31.7	6.9	0	0.2	5.8	2.6	9.8	14.2	141.[illegible]
90	17.7	5.8	13.4	4.8	0.2	0.2	0	6.8	13.8	4.4	67.[illegible]
1886/90	20.5	28.3	36.9	13.8	4.0	0.1	1.3	5.5	19.0	26.9	156.[illegible]

Gesammt-Niederschlag.

	Jan.	Febr	März	April	Mai	Juni	Sept.	Okt.	Nov.	Dec	Jahr
1881	13.1	19.1	68.6	26.7	84.4	58.3	73.3	49.8	17.4	22.1	631.0
82	14.5	23.2	21.2	53.5	80.1	83.6	80.6	50.2	81.1	69.9	793.7
83	33.4	20.8	34.4	20.1	34.7	131.8	70.1	38.1	25.3	63.4	642.5
84	47.7	13.2	42.3	28.8	34.6	129.2	38.3	110.4	38.2	64.9	701.0
85	12.5	16.7	51.1	25.6	55.2	89.7	95.1	51.4	59.6	54.8	613.8
1881/85	24.0	18.6	43.5	30.9	57.4	94.5	71.5	60.0	44.3	55.0	676.4
1886	37.8	13.1	56.1	63.4	56.8	158.5	44.8	44.7	53.7	89.4	753.5
87	11.5	18.5	59.7	30.7	126.7	42.7	37.3	17.0	65.1	48.3	586.2
88	41.4	50.5	85.9	60.9	29.6	112.3	71.9	69.9	35.0	16.3	809.3
89	18.6	61.3	42.9	60.1	68.4	70.5	78.6	80.9	17.5	16.0	[illegible]
90	69.0	7.2	27.9	95.9	77.0	109.7	115.2	48.2	89.0	7.7	997.1
1886/90	35.7	30.1	54.5	62.2	71.7	98.7	70.2	52.1	48.1	35.5	748.[illegible]

Mittlere Höhe des Schnees und des gesammten Niederschlags und ihr Verhältnis zu einander 1881 90.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
Schnee	16.5	19.1	30.1	11 8	4.5	0.1	1.0	5.2	17.6	29 4	135 2 *mm*
Niedschl.	29.9	24 4	49.0	46.6	64.8	134.6	70.8	56.1	46.2	45.3	709.7 *mm*
Verhältn.	55.2	78.2	61.4	25 3	6.9	0.1	1.4	9.3	38 1	64 9	19.0 %

Man entnimmt aus vorstehender Tabelle, dass der Schneefall in Böhmen regelmäßig im September beginnt, während nach Tabelle XIX die Aufspeicherung, allerdings ganz minimal, schon im August anfängt. Der Schneefall dauert ferner bis in den Juni, und ist am beträchtlichsten in den drei Wintermonaten. Auf 19 % der Niederschlagsmenge sich belaufend, würde er im 15jährigen Mittel durchschnittlich 131 *mm* Wasser im Jahre liefern, also doppelt so viel als der mittlere Betrag der jährlichen Aufspeicherung. Unter solchen Umständen ist kaum daran zu zweifeln, dass die alljährlich sich entwickelnde Schneedecke allein schon die oben berechnete Aufspeicherung zu decken vermöchte.

Recht bedeutsam ist die aus Tabelle XIX erhellende Thatsache, dass die Aufspeicherung nur bis in den Januar dauert und dann durch die Speisung ersetzt wird. Es fällt also der Wechsel von Anhäufung und Wiederabgabe der Wasservorräthe gerade zu Beginn des Kalenderjahres. Sobald er nun etwas verfrüht eintritt, was durch eine nicht gerade bedeutende Abweichung vom normalen Witterungsgange bedingt sein kann, so gelangen in einem Jahre Wasservorräthe zum Abflusse, die für das nächste bestimmt waren, und die normalen Abflussverhältnisse beider Jahre werden gestört. Es liegt nahe, die Abweichungen des berechneten Abflusses vom wirklichen durch eine solche Annahme zu erklären. Wir stellen im Folgenden die Differenzen beider zusammen.

Differenzen zwischen den beobachteten und den nach den Formeln S. 483 (55) berechneten Abflusshöhen in *mm*:

	1876	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90
Moldau	42	—16	—47	7	—21	24	45	77	34	5	—34	1	11	8	-1
Elbe	70	15	2	10	- 13	26	—37	33	10	3	—23	9	6	5	3

Die mittlere Abweichung der berechneten Wasserführung von der beobachteten ist hiernach bei der Elbe 19 *mm*, bei der Moldau 26 *mm*, also 10 bez. 15 % des Mittels. Das erscheint nicht unbedeutend. Wenn man aber berücksichtigt, dass die Summe der Aufspeicherung in beiden Flussgebieten allein im December 10 % des gesammten Abflusses ausmacht, so erscheint jener mittlere Fehler als nicht sehr belangvoll und überdies leicht erklärbar durch Störungen im normalen Gange der Aufspeicherung und Speisung.

Wenn nun aber jene Fehler im wesentlichen dadurch verursacht sind, dass in einem Jahre das zuviel abrinnt, was im nächsten zu wenig abfließt, so sollten in zwei aufeinanderfolgenden Jahren die Fehler sich ausgleichen. Dies geschieht nach obiger Zusammenstellung nicht; hier summieren sich die Fehler zu nicht unbeträchtlichen Beträgen. Dagegen erkennt man eine Compensation recht deutlich, wenn man den Niederschlag und Abfluss je zweier aufeinanderfolgender Jahre in Betracht zieht. Zu dem Ende sind in Tabelle XXI die Mittel dieser Größen sowie der Verdunstung für je zwei aufeinanderfolgende Jahre gebildet. Mit voller Deutlichkeit tritt hier zunächst hervor, dass sich der Abfluss in den Jahrespaaren öfter als in den einzelnen Jahren in dem gleichen Sinne ändert wie der Niederschlag. Dies trifft im Moldau- und Elbe-

den idealen Abfluss. Er ist für die Moldau und Elb…
Tabelle XIX berechnet, und in dem idealen Abfluss…
Niederschlage verglichen. Man entnimmt aus den l…
dass ohne Aufspeicherung im Winter, vornehmlich…
decke, Böhmen bereits im April in der Moldau …
sehr wenig Wasser hätte und im Mai abflusslo…
monaten verzeichnet Tabelle XIX einen m…
die für diese Monate angenommene Verdun…
darstellt, so dürften auch sie wahrschein…
stellen. Bei völlig impermeablem Boden…
Böhmen lediglich Fiumare besitzen. …
nahezu …, des Niederschlages dem …
trocken lägen.

Eine Aufspeicherung von d… wohl denkbar. Jedenfalls wür… genügen, um sie zu erklären… genaueren Daten vor, man … fallenen Niederschlag bes… metrischen Beobacht… worden sind. Herr Ru… den zugehörigen Nie…

…ig von Jahre…

…	1876	1881	188…
…0	51	85	9…
…	766	675	647	691
210	239	168	155	18…
503	490	505	527	507	492	506

…or in %:

20.2	22.6	22.6	27.3	29.4	31.2	24.9	24.0	26.5

Tab. XX. Mittle…

Niederschlag in *mm*:

…	716	654	619	644	637	668	733	768	683	681	690

Abfluss in *mm*:

220	203	200	181	147	153	152	184	214	227	194	183	186

Verdunstung in *mm*:

518	523	530	516	473	472	491	485	484	519	541	494	498	504

Abflussfactor in %:

25.7	27.6	29.6	27.7	27.9	27.8	23.7	23.8	28.9	27.6	29.2	29.7	28.2	26.9	27.0

Temperaturabweichung in Graden:

+0.50	-0.10	-0.15	-0.10	0.10	+0.25	+0.25	+0.45	+0.40	-0.20	-0.85	-0.50	0.15	+0.08	+0.21	-0.2…

Weiter ist die Veränderlichkeit sowohl von Niederschlag und Abfluss von Jahrespaar zu Jahrespaar eine geringere, und zwar für den letzteren um einen etwas größeren Betrag als für den ersteren. Dies erhellt aus Folgendem:

Mittlere Veränderlichkeit

		Moldau	Elbe
des Niederschlages	nach Jahren	10.5 %	10.5 %
	nach Jahrespaaren	7.0	6.0
	Unterschied	3.0 %	4.5 %
des Abflusses	nach Jahren	20.5 %	16.5 %
	nach Jahrespaaren	16.0	11.9
	Unterschied	4.5 %	4.6 %

Endlich ist die Amplitude der Schwankungen eine geringere. Dies gilt in großem Umfange vom Niederschlage, was nicht Wunder nehmen kann, da nach Fig. 11 und 12 die untersuchten 15 Jahre einen auffälligen Wechsel trockener und nasser Jahre erkennen lassen. Aber die Minderung der Amplitude der Schwankungen des Abflusses ist namhaft

gebiet zusammengenommen in 22 von 26 Fällen, gegen 21 von 28 in den einzelnen Jahren zu. Gruppiert man die Jahre nach ihrer Niederschlagshöhe, so sieht man mit wenigen Ausnahmen, dass die Zunahme des Niederschlages eine solche des Abflusses und zugleich ein Anwachsen des Abflussfactors zur Folge hat. Nur das Doppeljahr 1876/77 bildet im Elbegebiet eine auffällige Ausnahme.

Tabelle XXI. Mittlerer Niederschlag, Abfluss und Verdunstung von Jahrespaaren.

	1876 77	77 78	78 79	79 80	80 81	81 82	82 83	83 84	84 85	85 86	86 87	87 88	88 89	89 90	1876 81	1881 85	188[illegible] 90
Moldaugebiet:																	
Niederschlag in *mm*:	627	647	660	722	722	701	660	617	609	650	650	674	715	766	675	647	691
Abfluss in *mm*:	161	128	148	198	206	182	167	146	123	147	147	184	210	239	169	155	185
Verdunstung in *mm*:	466	519	512	524	516	519	493	471	486	503	503	490	505	527	507	492	50[illegible]
Abflussfactor in %:	25.7	19.8	22.4	27.4	28.5	26.0	25.3	23.7	20.2	22.6	22.6	27.3	29.4	31.2	24.9	24.0	26.[illegible]
Elbegebiet.																	
Niederschlag in *mm*:	637	757	668	757	743	733	716	654	619	644	637	668	733	768	688	681	690
Abfluss in *mm*:	203	169	172	209	220	203	200	181	147	153	152	184	214	227	194	183	19[illegible]
Verdunstung in *mm*:	434	468	496	548	523	530	516	473	472	491	485	484	519	541	494	498	50[illegible]
Abflussfactor in %:	31.9	26.5	25.7	27.6	29.6	27.7	27.9	27.8	23.7	23.8	23.9	27.6	29.2	29.7	28.2	26.9	27.[illegible]
Temperaturabweichung in Graden:	+0.25	+0.50	-0.10	-0.15	-0.10	0.10	+0.25	+0.25	+0.45	+0.40	-0.20	-0.85	-0.50	-0.15	+0.06	+0.21	-[illegible]

Weiter ist die Veränderlichkeit sowohl von Niederschlag und Abfluss von Jahrespaar zu Jahrespaar eine geringere, und zwar für den letzteren um einen etwas größeren Betrag als für den ersteren. Dies erhellt aus Folgendem:

Mittlere Veränderlichkeit

		Moldau	Elbe
des Niederschlages	nach Jahren	10.5%	10.5%
	nach Jahrespaaren	7.0	6.0
	Unterschied	3.0%	4.5%
des Abflusses	nach Jahren	20.5%	16.5%
	nach Jahrespaaren	16.0	11.9
	Unterschied	4.5%	4.6%

Endlich ist die Amplitude der Schwankungen eine geringere. Dies gilt in großem Umfange vom Niederschlage, was nicht Wunder nehmen kann, da nach Fig. 11 und 12 die untersuchten 15 Jahre einen auffälligen Wechsel trockener und nasser Jahre erkennen lassen. Aber die Minderung der Amplitude der Schwankungen des Abflusses ist namhaft-

geringer als jene des Niederschlages. Dies zeigt folgende Zusammenstellung:

Amplitude der Jahressummen

	Moldau		Elbe	
d. Niederschlages nach Jahren	324 *mm*	49% des Mittels	311 *mm*	45% des Mittels
» » n. Jahrespaaren	157 »	23 » » »	149 »	22 » » »
Unterschied	177 »	26 » » »	162 »	23 » » »
des Abflusses nach Jahren	204 »	115 » » »	142 »	74 » » »
» » n. Jahrespaaren	116 »	66 » » »	80 »	42 » » »
Unterschied	88 »	49 » » »	62 »	32 » » »

Bildet man die Verhältniszahlen der Amplituden des Abflusses und des Niederschlages, so erhält man unter Zugrundelegung der Jahre ähnliche Werte wie für das analog gebildete γ (S. 483 [55]):

	Moldau	Elbe
nach Jahren	0.61	0.46
nach Jahrespaaren hingegen .	0.74	0.54

also größere Zahlen. Das heißt: Geht man von der mittleren Niederschlagshöhe Böhmens aus, so fließt bei größerem Niederschlage in den Jahrespaaren relativ mehr, bei geringem relativ weniger ab, als in den einzelnen Jahren. Es fließt also in niederschlagsreichen Jahren im Vergleich zu den Jahrespaaren zu wenig, in den niederschlagsarmen Jahren relativ zu viel ab. In den ersteren Jahren wird etwas aufgespeichert, in den letzteren kommt zu viel zum Abflusse; es findet in ihnen eine Speisung statt.

Construiert man mit den Jahressummen der Jahrespaare Abflusscurven analog den Fig. 13—15, so fallen die zu bestimmten Niederschlagssummen gehörigen Abflussmengen viel deutlicher in eine Linie als in den genannten Figuren. Was in letzteren nur schwer möglich war, wird nun ganz unmöglich, nämlich den Einfluss der Temperatur auf den Abfluss zu ermessen. Es erweisen sich nämlich die regenreichen Jahrespaare zugleich als die kalten, die regenarmen als die warmen; diese gruppieren sich auf die eine, jene auf die andere Seite der Construction, so zwar, dass zwischen ihnen als Abflusscurve nur eine G e r a d e zu ziehen möglich ist, von welcher sie im Durchschnitte nur um wenige Procente abweichen. Nach ihnen ergeben sich die Beziehungen zwischen Niederschlag und Abfluss aus den Gleichungen:

$$\text{Moldau: } a = (n - 398)\ 0.64$$
$$\text{Elbe: } a = (n - 355)\ 0.55$$

Beide Gleichungen unterscheiden sich von den auf S. 483 [55] aufgestellten, durch die größeren numerischen Werte ihrer Constanten nämlich n_v und γ. Das heißt:

1. Es tritt nach den Jahrespaarsummen der Niederschläge die Abflusslosigkeit in Böhmen bei Beträgen ein, die um 18—40 *mm* höher sind, als früher berechnet; Böhmen würde also nach zwei aufeinanderfolgenden Jahren geringerer Trockenheit ebenso abflusslos sein, wie nach einem Jahre größerer Trockenheit.

2. Das Verhältnis von Abfluss und Niederschlagsmehrung bei Jahrespaaren ist größer als bei den einzelnen Jahren, was sich bereits oben ergeben hat und als naturgemäße Folge des Eliminierens von Aufspeicherung und Speisung anzusehen ist.

Vergleicht man endlich die aus jenen Formeln berechneten Abflusshöhen mit den beobachteten, so ergibt sich ein viel kleinerer Fehler als oben. Das erhellt aus folgenden Daten:

Differenzen zwischen den beobachteten und den berechneten Abflusshöhen der Jahrespaare in *mm*:

	1876/77	77/78	78/79	79/80	80/81	81/82	82/83	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	88/89	89/90
Moldau:	14	−31	−18	−9	−1	−12	−1	6	−12	−14	14	7	7	3
Elbe	43	14	0	−2	7	−5	1	17	2	−6	−3	12	6	0

Der mittlere Fehler für das Moldaugebiet ist von 26 *mm* auf 10 *mm*, der für das Elbegebiet von 19 *mm* auf 9 *mm* gesunken, er beträgt nur noch 5·5% bez. 4·7% der mittleren jährlichen Abflusshöhe. Es gestatten obige Formeln also den Abfluss von Jahrespaaren aus Böhmen mit einem wahrscheinlichen Fehler von kaum 5% zu berechnen und es wird ersichtlich, dass die oben zusammengestellten Fehler der für die einzelnen Jahre berechneten mittleren Abflusshöhen mindestens zur Hälfte in Unregelmäßigkeiten von Aufspeicherung und Speisung ihren Ursprung haben. Um dem Rechnung zu tragen, muss die allgemeine Formel für die Abflusshöhen folgende Gestalt annehmen:

$$a = (n - n_0)\,\gamma + s' - s''$$

wenn s' die Summe der Aufspeicherung von vorhergehenden und s'' die für das nachfolgende Jahr ist. Bei normalem Witterungsgange wird man $s' = s''$ setzen dürfen; folgen zwei Jahre aufeinander, von welchen das eine von dem zehrt, was dem andern gebürt, so wird man setzen können: $s_1' + s_2' = s_1'' + s_2''$, was ja, wie dargethan, im allgemeinen auch zutrifft. Es ist aber auch denkbar, dass eine Reihe von Jahren mit abnormem Witterungscharakter aufeinanderfolge. Dann ist constant $s' > s''$ oder constant $s'' > s'$. Im ersteren Falle erhält man zu große, im letzteren zu kleine Abflusshöhen und eine Aufspeicherung von Wasser auf dem Lande. Am ausgedehntesten ist dies möglich in jenen Flussgebieten, die sich bis über die Schneegrenze erstrecken. In ihren Firnfeldern und Gletschern können sich die Niederschläge ganzer Folgen von Jahren aufspeichern. Ebenso kann in Seen eine mehrjährige Aufspeicherung eintreten, wenn sie constant anschwellen können. Gleiches kann in ausgedehnten Moorgebieten geschehen. Bis zu einem gewissen Grade endlich vermag jeder durchlässige Boden eine Aufspeicherung zu begünstigen, die sich in einem Ansteigen der Grundwasser geltend macht. Im böhmischen Elbegebiet ist nun die erstere Art mehrjähriger Aufspeicherung, nämlich oberhalb der Firnlinie, nicht vorhanden. Aber es besitzt namentlich in seinem Süden zahlreiche Teiche und auf seinen Gebirgen ausgedehnte Moorflächen. Erstere decken nach einer allerdings älteren Angabe[1] 319 *km²*, letztere nach Sitenský[2] 250 *km²*. Hält sich in diesen Seen und Mooren der Wasserspiegel durch einige Jahre um 1 *dm* höher als sonst, so bedeutet dies für ganz Böhmen bereits die

[1] Bernat, Statist. Skizze über die Fischerei in Böhmen. Mittheilungen der Commission für die land- und forstwirtschaftliche Statistik von Böhmen. Prag 1884. S. LX. [2] Über die Torfmoore Böhmens. Archiv für die naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen, VI. 1, 1891. (S. XIV.)

mehrjährige Aufspeicherung einer 1 *mm* mächtigen Wasserschichte. Trägt man ferner den ausgedehnten durchlässigen Schichten Nordböhmens Rechnung, so wird man die Möglichkeit einer mehrjährigen Aufspeicherung von mehreren Millimetern Wasser in Böhmen als sehr wahrscheinlich hinstellen können.

Die Größenschätzung solcher mehrjähriger Aufspeicherung wird vielleicht möglich sein, wenn sich die mittlere Wasserführung wird genauer berechnen lassen. Gegenwärtig reichen die Materialien dafür noch nicht aus. Der Gedanke, dass die Summen der Differenzen zwischen Beobachtung und berechneter Wasserführung vielleicht die Aufspeicherung darstellen, wird sofort als irrig erwiesen, wenn man beachtet, dass darnach 1876–90 im Moldaugebiete eine sehr beträchtliche Aufspeicherung, im Elbegebiete eine nennenswerte Minderung der Wasservorräthe stattgefunden habe.

5. Schluss.

In den anderthalb Jahrzehnten 1876–90 ist im böhmischen Elbegebiete nach den Ermittlungen von Herrn Ruvarac eine Regenmenge von durchschnittlich jährlich 35.29 km^3 gefallen. Dem entspricht eine mittlere Regenhöhe von 692 *mm*. Diese Normalhöhe wird auf 57.6% der Fläche des Landes vom Regenfalle nicht erreicht, auf 42.4% derselben überschritten. Letzteres geschieht vornehmlich in den randlich gelegenen und zugleich hohen Partien. Hier steigt auf den Kämmen des Böhmerwaldes, des Riesen- und Isergebirges sowie auf der Höhe des Erzgebirges die mittlere jährliche Niederschlagshöhe auf über 1200 *mm*. In den mittleren, tief gelegenen Partien aber sinkt sie auf knapp über 400 *mm*. Eine regelmäßige Zunahme des Niederschlages mit der Höhe ist aber nicht vorhanden. Deutlich sondern sich Regenseite und Regenschatten bei den randlichen und auch selbst bei den centralen Erhebungen. Das im Regenschatten des Böhmerwaldes befindliche obere Moldauthal hat in 700 *m* Höhe Niederschlagssummen von 600–700 *mm*, die man auf den böhmischen Vorlagen des Riesengebirges bereits in 400 *m* Meereshöhe antrifft. Sehr regenreich sind die Westgehänge des Duppauergebirges und Brdywaldes, regenarm hingegen deren Ostabdachungen. Die geringsten Niederschlagshöhen ferner trifft man nicht an den tiefsten Stellen des Landes, sondern jeweils am Ostfuße der Gebirge, so am Fuße des Erzgebirges in der Gegend von Brüx, wo sich die Regensumme auf knapp über 400 *mm* erhebt, so in der Saazer Gegend im Regenschatten des Duppauer Gebirges, so nördlich Prag in den Landschaften östlich vom Zbanwalde, so ferner östlich vom Brdywalde unfern Přibram und in der Senke nordöstlich vom Böhmerwalde, wo der Niederschlag in einer Meereshöhe von über 400 *m* auf unter 500 *mm* im Mittel sinkt.

Die auffällige Symmetrie im morphologischen Aufbau des böhmischen Elbegebietes giebt sich nicht in der Vertheilung der Niederschläge zu erkennen. Die Westhälfte des Landes tritt in Gegensatz zur Osthälfte; sie liegt vorwiegend im Bereiche des Regenschattens der Randerhebungen; der Osten wird hingegen von den aus Westen kommenden Regenwinden reicher benetzt. Wird das obere Moldaugebiet bis Moldauteinitz, das Wottawa-, Beraun- und Egergebiet als Westen, das Gebiet der Lainsitz (Luschnitz), Sazawa und Kleinen Elbe als Osten genommen, so erhält man zwei nahezu gleiche Theile. In ihnen gestaltet sich die Niederschlagsvertheilung nach Tabelle XI wie folgt:

Areale der Niederschlagshöhen von

4—500 *mm*	5—600 *mm*	6—700 *mm*	7—800 *mm*	8—1000 *mm*	10—1200 *mm*	über 1200 *mm*
Westen:						
781 km^2	6902 km^2	5654 km^2	4402 km^2	2204 km^2	983 km^2	288 km^2
Osten.						
—	2286 km^2	8211 km^2	7282 km^2	2942 km^2	625 km^2	385 *km*

Summe: Westen 21214 km^2, Osten 21781 km^2.

Westen:						
3.7 %	32.6 %	26.6 %	20.8 %	10.4 %	4.6 %	1.3 %
Osten:						
—	10.5 »	37.8 »	33.5 »	13.5 »	2.9 »	1.8 »
Westen—Osten:						
3.7 »	22.1 »	—11.2 »	—12.7 »	—3.1 »	1.7 »	—0.5 »

Man sieht deutlich, dass der Westen größtentheils weniger, der Osten hingegen mehr Niederschlag genießt als das Gesammtgebiet. Dementsprechend ist die mittlere Regenhöhe des Westens (684 *mm*) geringer als die des Ostens (731 *mm*) und die symmetrisch gelegenen Flussgebiete haben verschiedene Niederschlagshöhen, nämlich:

Westen:		Osten:	
Wottawa	711 *mm*	Lainsitz	696 *mm*
Beraun	653 »	Sazawa	720 »
Eger	710 »	Kleine Elbe	747 »

Mit Ausnahme des Lainsitzgebietes sind alle östlichen Flussgebiete die regenreicheren. Dem Lainsitzgebiete, welches sich über eine flachwellige Hochfläche von wenig über 500 *m* Meereshöhe erstreckt, steht aber das in den weit höheren Böhmerwald fallende Wottawagebiet gegenüber. Vergleicht man das Wottawa- und Beraungebiet einerseits mit dem Lainsitz- und Sazawagebiet andererseits, so kommt die Regenarmut des Westens wieder schlagend zum Ausdrucke, er genießt 670 *mm*, der Osten 708 *mm*. Selbst wenn man noch das gesammte obere Moldaugebiet bei Moldauteinitz zu den beiden westlichen Gebieten schlägt, erscheint diese mit 693 *mm* Regenhöhe gegenüber dem Osten benachtheiligt. Trotz ihrer beträchtlicheren Erhebung ist die Böhmerwaldseite Böhmens regenärmer als die Abdachung der böhmisch-mährischen Höhe.

Zwischen den oben genannten sechs symmetrisch gelegenen Flussgebieten sind drei Abschnitte eingeschaltet, nämlich das obere Moldaugebiet bis Moldauteinitz, ein schmaler Streifen längs der mittleren Moldau bei Prag, endlich das unterhalb Melnik, Prag und Laun befindliche Elbegebiet. Die zugehörigen Niederschlagshöhen sind 773 *mm*, 590 *mm* und 600 *mm*. Diese in der Meridianachse des Landes gelegene Striche sind sobald sie hoch gelegen sind, regenreich, sonst niederschlagsarm. Man hat also hier eine Zunahme des Niederschlages mit der Höhe.

Die mittlere Niederschlagshöhe von Böhmen erfährt zeitlich Schwankungen periodischer und aperiodischer Art. Die periodische äußert sich darin, dass die mittlere Niederschlagshöhe des gesammten Gebietes sich von Jahr zu Jahr ändert. Sie sank 1887 auf 547 *mm* und hob sich 1890 auf 858 *mm*; ihre Amplitude war sohin 311 *mm*. Es fielen also im untersuchten 15jährigen Zeitraume über Böhmen einmal nur 27.90 km^3, einandermal 43.76 km^3 Regen im Jahre, also 15.86 km^3 mehr. Die aperiodischen bestehen darin, dass der allgemeine Gang der periodischen nicht von allen Stationen getheilt wird. Von den 53 unter-

suchten Stationen hat in jedem Jahre eine in Bezug auf ihr 25jähriges Mittel 25 % Niederschlag mehr, eine andere 25 % weniger als die Gesammtheit der Stationen im Vergleiche zu ihrem langjährigen Mittel. Wäre sohin die Niederschlagsvertheilung in Böhmen im vieljährigen Mittel eine völlig gleichmäßige, fielen allenthalben 692 *mm* Regen, so würde doch in jedem Jahre irgend ein Ort nur 526 *mm*, ein anderer dagegen 878 *mm* Niederschlag haben. Nun aber combinieren sich die aperiodischen und periodischen Schwankungen, was aus Fig. 4 ersichtlich wird, in regelmäßiger Weise: unter der Voraussetzung, dass alle Stationen im 15jährigen Mittel 692 *mm* Regen hatten, würde im Verlaufe von 15 Jahren einmal irgendwo 381 *mm*, einmal irgendwo anders 1073 *mm* Niederschläge im Jahre gefallen sein. Man hat eine Amplitude der periodischen und aperiodischen Schwankungen zusammengenommen im Betrage der mittleren Regenhöhe.

Die aperiodischen Schwankungen gleichen sich im vieljährigen Mittel aus; aber die Kärtchen Fig. 5—7 führen anschaulich vor Augen, dass sie noch im fünfjährigen Mittel deutlich entgegentreten. Die einzelnen Orte des Landes zeigen daher häufig ganz andere Schwankungen ihres Regenfalles als die Gesammtheit. Eine oder einige Stationen genügen also noch keinesfalls, um die Schwankungen des Niederschlages über einem größeren Gebiete festzustellen.

Die Regenmenge von durchschnittlich 35.3 km^3 jährlich fällt größtentheils der Verdunstung anheim, welche jährlich 25.5 km^3 Wasser aus Böhmen entfernt, entsprechend einer 500 *mm* mächtigen Schichte. Dazu ist dieselbe Wärmemenge nöthig wie zum Schmelzen einer 3.750 *m* mächtigen Eisschichte, also 18 % der gesammten, bei heiterem Himmel in Böhmen an die Erdoberfläche gelangenden Sonnenstrahlung.

Die Schwankungen im Betrage der Verdunstung sind in weit geringerem Umfange von den Schwankungen der Jahrestemperatur abhängig, als von jenen des Niederschlages. Je mehr es in Böhmen regnet, desto mehr verdunstet auch. Im regenärmsten Jahre wurde eine 422 *mm* mächtige, im regenreichsten eine 509 *mm* dicke Wasserschicht entfernt. Das einemal verdunsteten 21.53 km^3 im Jahre, das anderemal 30.09 km^3. Diese enge Beziehung zwischen Niederschlag und Verdunstung erklärt sich wie folgt. Unter Voraussetzung, dass keine Luftströmungen stattfinden, ist die Verdunstung an einem Orte durch die Größe der seiner geographischen Breite zukommenden Sonnenstrahlung begrenzt, welche man mit Hilfe der von Angot berechneten Intensität der Sonnenstrahlung und der Solarconstanten leicht ermitteln kann. Damit sind die Maximalwerte der Verdunstung von einer Wasserfläche gegeben. Auf einer Landfläche findet nun aber bloß dann eine Verdunstung statt, wenn Regen gefallen ist; je öfter und je mehr innerhalb der gegebenen Grenze es regnet, desto öfter und desto mehr kann sich die Verdunstung entfalten. Der günstigste Fall ist offenbar der, dass die Vertheilung des Regenfalles dem jährlichen Gange der Intensität der Sonnenstrahlung entspricht. Hiernach ist die Verdunstung von einer Landfläche eine Function von der Größe, Dichte und Vertheilung ihres Niederschlages. Es kann daher wohl möglich sein, dass zwei in gleicher geographischer Breite befindliche Gebiete mit gleicher Regenhöhe doch recht verschiedene Verdunstungshöhen aufweisen, wenn die jahreszeitliche Vertheilung des Regenfalles eine andere ist. Andererseits aber wird in einem gegebenen Gebiete in einer bestimmten Regenprovinz der Betrag der Verdunstung im wesentlichen von der Größe und Dichte seines Niederschlages abhängig sein.

In Böhmen sind die beiden letzteren Beziehungen der Verdunstung zum Niederschlage erkennbar, am deutlichsten die zur Regenhöhe. Die Zunahme der Verdunstung mit dem Niederschlage geschieht recht gleichmäßig; dort, wo eine Ungleichmäßigkeit entgegentritt, hängt sie wahrscheinlich damit zusammen, dass die Mehrung des Regenfalles in den betreffenden Niederschlagsintervallen mehr einer Steigerung der Regenhäufigkeit, denn einer solchen der Regendichte zuzuschreiben ist. Einer Steigerung des Regenfalles um 100 *mm* entspricht eine solche der Verdunstung im Elbegebiete von durchschnittlich 53 *mm*, im Moldaugebiete von nur 46 *mm*.

Geht man von den mittleren Niederschlags- und Verdunstungsverhältnissen aus und verfolgt mit dem gegebenen Verhältnisse zwischen Zunahme von Verdunstung und jener des Niederschlages ($\frac{1}{2}$) die Größenentwicklung beider für geringere Niederschlagshöhen, so erhält man schließlich einen Wert der Verdunstung, welcher gleich jenem des entsprechenden Niederschlages ist. Dieser Wert des Niederschlages und der Verdunstung liegt im gesammten böhmischen Elbegebiete bei 280 bis 350 *mm*, im Moldaugebiete bei 370 bis 400 *mm*, im Reste des Elbegebietes bei 260 *mm*. Bei geringerem Niederschlage würde aller Regen verdunsten; die Verdunstungshöhe wäre zuweilen gleich der Regenhöhe Böhmen wäre abflusslos. Verfolgt man hingegen mit dem ermittelten Verhältnisse ($\frac{1}{2}$) die gegenseitigen Beziehungen von Niederschlag und Verdunstung für zunehmenden Regenfall, so nähert man sich dem Falle, in welchem einer Mehrung des Niederschlages nicht mehr eine solche der Verdunstung entsprechen kann, weil letztere ihren Maximalwert erreicht hat. Da die Niederschlagsvertheilung in Böhmen keineswegs dem jährlichen Gange der Intensität der Sonnenstrahlung entspricht; da ferner ein namhafter Theil derselben für andere Arbeit verwendet wird, so ist mit Sicherheit anzunehmen, dass dieser Grenzwert für die Verdunstungshöhe, über welchen sie nicht hinauswächst, erheblich unter 2736 *mm* liegt, die in Böhmen durch die gesammte Sonnenstrahlung verdunstet werden könnten. Andererseits liegt er sicher über 590 *mm*, denn bis zu diesem Betrage wächst die Verdunstung mit dem Niederschlage.

Die Niederschlagshöhe, welche gleich der zugehörigen Verdunstungshöhe ist, spielt nach dem Auseinandergesetzten eine wichtige Rolle für Berechnung der Verdunstungshöhe aus der Niederschlagshöhe. Ist letztere geringer als jener Wert, so ist die Verdunstungshöhe ihr gleich und es bleibt nichts für den Abfluss. Ist sie hingegen größer, so wächst die Verdunstung proportional der Differenz zwischen Niederschlag und dem genannten Grenzwert, und es gelangt ein Theil jener Differenz zum Abflusse. *Der Abfluss ist sohin proportional der Differenz zwischen beobachtetem Niederschlag und jenem Niederschlage, bei welchem Abflusslosigkeit eintreten würde.*

Weit geringer als der Einfluss des Niederschlages ist, wie schon erwähnt, jener der Temperatur auf die Verdunstung. Im Durchschnitte bringt eine Erhöhung der mittleren Jahrestemperatur von Böhmen um 1° nur eine Steigerung der Verdunstung um 19 *mm* hervor, also den Effect einer Regenmehrung von 36 bis 46 *mm*. Man müsste die mittlere Jahrestemperatur Böhmens schon um 10° erhöhen, damit die Verdunstung dem Regenfalle gleich käme. Bei mittleren Niederschlagsverhältnissen ist aber der Einfluss der Temperaturänderungen auf die Verdunstung weit stattlicher, als im Durchschnitte. Eine Steigerung der mittleren Jahres-

temperatur um 1° hat hier eine Mehrung der Verdunstung um 25 bis 30 *mm* zur Folge. Unter der Annahme, dass dieses Verhältnis auch für größere Temperaturintervalle standhalte, würde Böhmen bereits bei einer Temperaturerhöhung von 5·8° abflusslos werden. Andere Berechnungen ergeben dafür einen größeren, andere einen geringeren Betrag. Das ziffernmäßige Ergebnis ist noch nicht recht gesichert.

Der Abfluss aus Böhmen ist relativ weit größeren Schwankungen unterworfen, als der Niederschlag und die Verdunstung. Im Mittel nur 9·8 km^3 betragend, hat er sich (1890) auf 13.67 km^3 gehoben, nachdem er drei Jahre vorher weniger als die Hälfte, nämlich nur 6.36 km^3, betragen hatte. Um ihn mit dem Niederschlage und der Verdunstung gut vergleichen zu können, empfiehlt es sich, ihn durch die Höhe jener idealen Wasserschicht zu messen, die er, dem Lande zurückgegeben, in einem Jahre bilden würde. Diese Höhe ist im Mittel für Böhmen 192 *mm*; im undurchlässigen Moldaugebiete ist sie geringer (177 *mm*) als im mehr durchlässigen Reste des Landes (209 *mm*). Diese regionalen Abweichungen vom Mittel der Gesammtgebiete sind größer als die des zugehörigen Niederschlages (—15 *mm* und +17 *mm* gegen —11 *mm* und +13 *mm*). Es variiert also der Abfluss regional stärker als der Niederschlag; er ist außer von letzterem auch noch von anderen Elementen, speciell von der Bodenbeschaffenheit abhängig.

Wie sich die Abhängigkeit des Abflusses vom Niederschlage gestaltet, ist oben bereits ausgesprochen; er ist proportional der Differenz aus Niederschlag und jenem Regenfalle, bei welchem Abflusslosigkeit eintritt. Ferner muss er, als die Differenz von Niederschlag und Verdunstung, mit beiden variieren, und gleich dieser, proportional dem Niederschlage, zunehmen. Es existiert ein bestimmtes Verhältnis zwischen Z u n a h m e des Niederschlages und Mehrung des Abflusses. Dieses Verhältnis ist streng zu scheiden von dem allgemeinen Verhältnis zwischen Abfluss und Niederschlag, welches als Abflussfactor bei hydrotechnischen Untersuchungen eine große Rolle spielt. Das Verhältnis zwischen Zunahme des Abflusses und des Niederschlages ist im allgemeinen für ein bestimmtes Flussgebiet constant; der Abflussfactor ist es nicht; er ändert sich mit dem Niederschlage, er ist umso größer, je höher der Regenfall. Diese zeitlichen Variationen des Abflussfactors sind weit bedeutender als die regionalen infolge der verschiedenen Bodenbeschaffenheit, auf welche bisher fast ausschließlich Gewicht gelegt worden ist. Er schwankt im böhmischen Elbegebiet zwischen 22.5% und 31.4%, wenn von dem Jahre 1876 abgesehen wird. Dabei bewegt er sich im vieljährigen Mittel in den beiden Hauptbestandtheilen Böhmens, dem vorzugsweise impermeablen Moldaugebiete und dem streckenweise stark permeablen Reste nur zwischen 26.0% beziehungsweise 29.6%. Er ist also für eine undurchlässige Fläche kleiner, als für eine durchlässige. Der Grund hiefür liegt darin, dass auf undurchlässigem Boden das Wasser an der Oberfläche bleibt, wo es der Verdunstung ausgesetzt ist, während es auf durchlässigem Gebiete einsickert; dadurch entzieht es sich der kräftigen Oberflächenverdunstung und kommt erst nach langem unterirdischen Wege wieder zutage. Dagegen ist das Verhältnis zwischen Z u n a h m e des Niederschlages und des Abflusses γ, für alle untersuchten Niederschlagshöhen für ein bestimmtes Gebiet constant. Für das undurchlässige Moldaugebiet ist es größer als für das gemischte Elbegebiet. Dies ist eine Folge der verschiedenen Schnelligkeit des Abflusses. Bei großem Regenfalle rinnen die Wasser auf impermeablem Boden rasch ab, während sie in permeablem einsickern und in der

Tiefe langsam weiterfließen; im ersteren Falle sammeln sie sich in Adern und verringern dadurch die Verdunstungsfläche, im letzteren sind sie zwar nur der langsamen Tiefenverdunstung, dieser aber lange ausgesetzt. Umgekehrt verhalt es sich bei geringem Regenfalle. Da rinnen die Wasser auf impermeablem Boden langsam ab und verdunsten stark, während sie auf permeablem einsickern und dadurch nur der langsamen Tiefenverdunstung ausgesetzt werden. Dementsprechend wird das undurchlässige Gebiet bei höherem Niederschlage als das durchlässige abflusslos. Diese Erwägungen gelten selbstverständlich nur für solche permeable Gebiete, in welchen alles versickerte Wasser wieder zutage kommt. Sie seien als geschlossene im Gegensatze zu den offenen bezeichnet, in welchen der Boden das aufgeschluckte Wasser nicht wieder zu Tage fördert.

Das constante Verhältnis zwischen Zunahme von Abfluss und Niederschlag gilt zunächst für die einzelnen Niederschlags- und Abflusshöhen des gesammten Gebietes. Es erweist sich aber auch giltig für die vieljährigen Mittel. Da nun mittlere Niederschlags- und Abflusshöhen Größen derselben Art sind, so muss die aufgestellte Berechnung auch für alle die einzelnen Niederschlags- und Abflusshöhen gelten, welche insgesammt die mittlere zusammensetzen. Sie muss also für alle beliebigen Regenhöhen des Gebietes zutreffen. Die Regenkarte ist deshalb auch zugleich eine Abflusskarte; den dargestellten Niederschlagsabstufungen entsprechen bestimmte Abstufungen des Abflusses und sohin zugleich auch der Verdunstung.

Mit Hilfe der einschlägigen, auf S. 485 [57] mitgetheilten Werte kann man aus den oben mitgetheilten Daten über die Verbreitung der einzelnen Niederschlagsabstufungen in Ost- und Westböhmen, die mittlere Abflusshöhe daselbst annähernd berechnen. Man erhält 208 und 184 *mm*, die entsprechenden Verdunstungshöhen sind 523 und 500 *mm*. Werden ferner nach der für das ganze Moldaugebiet aufgestellten Gleichung die Abflusshöhen für dessen Bestandtheile, ferner nach der Gleichung für das Elbe—Moldaugebiet die für dessen Bestandtheile berechnet, so ergeben sich folgende Abflusshöhen und -Mengen, welch letztere wir auch in Procenten der Wasserführung der Elbe bei Tetschen ausdrücken.

	Abflusshöhe	Abflussmenge	In % der Elbe
Obere Moldau . .	236 *mm*	0.85 *km*³	8%
Wottawa.	199	0.76	7
Lainsitz . . .	190	0.82	8
Beraun	164	1.44	14
Sazawa.	204	0.90	9
Mittlere Moldau	126	0.26	3
Moldaugebiet . . .		5.03	49

	Abflusshöhe	Abflussmenge	In % der Elbe
Kleine Elbe . . .	218 *mm*	2.85 *km*³	28%
Eger	202	1.01	10
Rest	153	1.36	13
Elbe—Moldaugebiet		5.22	51

Die Summen sind 5.7%, bezw. 3.8% zu hoch im Vergleiche zu den direct bestimmten Werten; für die Gesammtwasserführung der Elbe ergibt sich endlich 10.25 *km*³, statt 9.80 *km*³, also 4.5% zu viel. Ein solcher Unterschied zwischen beobachteter, der aus dem Niederschlage ihres Gebietes berechneten Wasserführung zweier Flüsse muss als gering gelten. Es dürften daher die gewonnenen Daten über die procentuelle Zusammensetzung des Elbewassers bei Tetschen der Wirklichkeit sehr nahe kommen.

Alle diese Erörterungen gelten unter der Voraussetzung, dass die Summe von Abfluss und Verdunstung stets gleich dem Niederschlage

ist. Dies trifft für längere Zeiten wohl zu, gewiss aber nicht für kürzere, so vor allem nicht für die einzelnen Monate. Speichern sich doch in der kalten Jahreszeit die Niederschläge als Schneedecke auf dem Lande auf; es füllen sich Seen und Teiche; Sümpfe und wasserführende Schichten saugen sich voll Wasser. Der Betrag der durch alle diese Vorgänge erfolgenden Aufspeicherung wurde in der Weise zu schätzen versucht, dass der jährliche, durch Beobachtungen festgestellte Gang der Verdunstung in Böhmen mit dem Gange der Differenz von Niederschlag weniger Abfluss verglichen wurde, welche Differenz sonst der Verdunstung entspricht. Die beiden Kurven haben im allgemeinen gleichen Verlauf, aber sie liegen nicht über, sondern nebeneinander. Die Jahreskurve der Verdunstung verläuft in der ersten Hälfte des Jahres über, in der zweiten Hälfte unter der Kurve für Niederschlagsabfluss. In der ersten Hälfte des Jahres ist also die Verdunstung größer, als die genannte Differenz; es fließt mehr Wasser ab, als zu erwarten, die Gerinne werden theilweise durch die vorhandenen Vorräthe gespeist. Umgekehrt fließt in der zweiten Hälfte des Jahres zu wenig Wasser ab, ein Theil bleibt aufgespeichert. Spricht schon dieses allgemeine Verhalten dafür, dass die Flächen zwischen den beiden Kurven dem Betrage der Aufspeicherung und Speisung proportional sind, so geht dies mit Nothwendigkeit aus ihrem speciellen Verhalten hervor.

Die Aufspeicherung beginnt im August; in diesem Monat fängt der Wasserspiegel der böhmischen Flüsse wieder an zu steigen, was naturgemäß auch mit einem Ansteigen der Grundwasser verbunden ist. Sie erreicht ihr Maximum im December, wo 65% aller Niederschläge als Schnee fallen. Dann mindert sie sich allerdings rasch, während im Januar bis März der Schnee noch mehr als die Hälfte der Niederschläge bildet, aber in diesen Monaten tritt auch zugleich häufige Schneeschmelze ein, welche die Flüsse vom Januar an regelmässig rasch anschwellt. Die Speisung übertrifft bereits im Februar die gleichzeitige Aufspeicherung und erreicht im Frühjahre ihre stattlichsten Werte.

Hierauf tritt sie im Juni wieder gegenüber den direct abfließenden Wassern der ergiebigen Sommerregen zurück und hört im Juli auf. Alles dies erscheint so naturgemäß, dass es Vertrauen zu den sich gleichzeitig ergebenden Werten der Aufspeicherung und Speisung einflößt. Beide machen rund ein Drittel der abfliessenden Wasser aus. Es ist also die oft ausgesprochene Ansicht, dass ein Drittel des Regenwassers sofort verdunste, das andere Drittel abfließe und das letzte in den Boden sickere, für das große Gebiet Böhmens dahin zu modificieren, dass fast zwei Drittel alles Regens verdunsten, vom übrigen Drittel aber zwei Drittel sofort abfließen, während der Rest, ein Neuntel des Niederschlages, zeitweilig als Schneedecke oder im Boden als Grund-, bezw. Quellwasser aufgepeichert bleibt.

Die Frühjahrschwellung der Flüsse ist die augenfällige Folge dieser im Winter geschehenden Aufspeicherung. Aber nach unserer Berechnung macht sich letztere nicht bloß im eigentlichen Hochwassermonate, dem Monate März, geltend, sondern namentlich auch später, nämlich im April und Mai, den Monaten großer Lufttrockenheit. Nach unserer Untersuchung rührt fast alles im April und alles im Mai abfließende Wasser von der Speisung durch die frühere Aufspeicherung her. Ohne letztere hätte Böhmen im Frühjahre kein Wasser in den Flüssen.

Es ist im allgemeinen das scheidende Jahr, welches für das kommende Wasser ansammelt. Ergeben sich nun in der zweiten Hälfte eines Jahres beträchtliche Abweichungen vom normalen Gange der Witterung,

welche die normale Aufspeicherung stören, so macht sich dies in der Speisung der Flüsse des nächsten Jahres lebhaft fühlbar. Entfernt ein tüchtiges Thauwetter im December hier schon die Schneedecke, so fließen in dem zu Ende gehenden Jahre die Wasser ab, die für das nächste aufgespeichert waren; dieses erhält daher einen zu kleinen, jenes einen zu großen Abfluss. Dabei handelt es sich um nicht unbedeutende Beträge, da die im December sich regelmäßig aufspeichernden Wasser rund ein Zehntel der im Jahre abfließenden ausmachen. Es erscheint daher begreiflich, dass die Abflussverhältnisse der einzelnen Jahre oft nicht unbeträchtliche Abweichungen von den normalen aufweisen. Nun liefern die Formeln, welche für vieljährige Mittel gelten, für die einzelnen Jahre unsichere Resultate. Die Differenzen zwischen der wirklichen und berechneten Wasserführung sind im Mittel nur wenig größer, als die Aufspeicherung im December. Dies lässt muthmaßen, dass sie im großen und ganzen durch Schwankungen in der Aufspeicherung von einem Jahre zum andern hervorgerufen sind. Eine Untersuchung des Verhältnisses von Niederschlag und Abfluss in Paaren aufeinanderfolgender Jahre, bestätigte diese Muthmaßung. Es fließt in der That in einem folgenden Jahre häufig das ab, was im vorhergehenden zu wenig abgeronnen und umgekehrt. Die wechselnde Aufspeicherung von Jahr zu Jahr spielt daher für die Abflussverhältnisse eines bestimmten Jahres eine beachtenswerte Rolle.

Es sind sohin folgende einzelne Factoren, welche für den Abfluss (a) aus einem Lande in einem Jahre maßgebend werden:

1. Der fallende Niederschlag (n).
2. Die Niederschlagshöhe, welche gleich der zugehörigen Verdunstungshöhe ist, bei welcher also das Land abflusslos wird (n_1).
3. Das Verhältnis zwischen Niederschlags- und Verdunstungsmehrung (γ).
4. Die Abweichung der Temperatur vom Mittel (t) sowie das Verhältnis zwischen Temperatur- und Abflussänderung (α).
5. Der vom vorhergehenden Jahre überlieferte Wasservorrath (s') sowie die im betreffenden Jahre erfolgende Aufspeicherung (s'').

Das Zusammenwirken aller dieser Factoren wird durch folgende Formel ausgedrückt.

$$a = (n - n_1)\gamma - t\alpha + s' - s''$$

Von diesen Größen sind n_1, γ und α in vorstehender Untersuchung für Böhmen bestimmt worden. Sie erweisen sich für ein bestimmtes Gebiet als constant, sie variieren (n_1 und γ sicher, wahrscheinlich auch α) mit der Bodenbeschaffenheit, von Gebiet zu Gebiet. n erhellt aus den Beobachtungen. Wie s' und s'' aus den Niederschlags- und Temperaturverhältnissen zweier aufeinanderfolgender Jahre zu ermitteln sind, mögen spätere Untersuchungen klarlegen. Hier konnte nur gezeigt werden, dass in zwei aufeinanderfolgenden Jahren die Summen der s' und s'' keine sehr bedeutenden Differenzen aufweisen.

6. Anhang.

Vergleich der Ergebnisse von Ruvarac mit neueren.

Die Untersuchungen von Herrn Ruvarac über den Niederschlag und den Abfluss von Böhmen waren bereits abgeschlossen (Juli 1894), als der Ingenieur des Landesculturrathes für Böhmen Herr Heinrich

Richter Untersuchungen über die Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse im Flussgebiete der böhmischen Elbe für die Jahre 1893 und 1894 veröffentlichte und zugleich Angaben für die Jahre 1875-89 machte.[1]) Die Werte des Abflusses sind genau in derselben Weise erhalten worden wie durch Herrn Ruvarac. Es ist Tag für Tag mit Hilfe der Harlacherischen Tabellen die zum Pegelstande der Elbe bei Tetschen gehörige Abflusssumme notiert worden, der Einfluss des Stauwassers wurde nach benachbarten Stationen ausgemerzt. Die hiernach sich ergebenden Monats- und Jahressummen des Abflusses bei Tetschen sind von Herrn Richter mitgetheilt worden. Sie sind streng vergleichbar mit den aus Tab. III a sich ergebenden entsprechenden Werten. Ferner sind sowohl von Herrn Richter wie auch vom technischen Bureau des Landesculturrathes von Böhmen[2]) die Niederschlagssummen des böhmischen Elbegebietes der Monate und Jahre für den 20jährigen Zeitraum 1875-94 veröffentlicht worden. Diese Werte beziehen sich auf das gesammte böhmische Elbegebiet (51300 km^2), während Herr Ruvarac lediglich das um 300 km^2 kleinere Elbegebiet oberhalb Tetschen bearbeitet hat. Das bedeutet keinen großen Unterschied. Führt man die Richter'schen Niederschlagssummen auf Regenhöhen zurück, so dürften sie mit den von Herrn Ruvarac gewonnenen vergleichbar sein. Von größerer Wichtigkeit aber ist, dass die Regensummen Richters und des Landesculturrathes auf anderem Wege gewonnen wurden. Es wurde nämlich das Flussgebiet der böhmischen Elbe in 19 durch die größeren Zuflüsse bestimmte Einzelgebiete zerlegt; in jedem wurde eine möglichst große Anzahl von gleichmäßig vertheilten ombrometrischen Stationen ausgewählt, und jeweils das Mittel aus deren Regenfall als der mittlere des betreffenden Einzelgebietes angesehen. Die Producte aus diesem mittleren Niederschlage und dem Areale des Gebietes ergab die hier gefallene Regensumme, die Regensummen aller Einzelgebiete die der Gesammtfläche. Es liegt auf der Hand, dass dies Verfahren nicht nothwendigerweise die gleichen Werte für den mittleren Niederschlag liefert wie das von Herrn Ruvarac eingeschlagene; es können sich die Differenzen von Jahr zu Jahr ändern, je nach der Auswahl der zur Bestimmung der mittleren Niederschlagshöhen der Einzelgebiete benutzten Stationen.

In Tabelle XXII werden die Richter'schen Werte angeführt und mit den von Ruvarac erhaltenen verglichen. Man sieht, dass die mittleren Niederschlagshöhen nach Richter im 17jährigen Mittel um 1.5% kleiner als nach Ruvarac sind. Wahrscheinlich fallen bei ersterem die höher gelegenen Stationen nicht so schwer ins Gewicht wie bei letzterem. In den einzelnen Jahren aber sind bald Richters, bald Ruvaracs Werte die höheren. Die extremen Unterschiede Richter-Ruvarac sind 1882 4.7%, und —1888 3.7%, der mittlere 1.9%. Es wird also die mittlere vieljährige Niederschlagshöhe eines Landes mit einem außerordentlich dichten ombrometrischen Netze, mit rund einer Station auf 100 km^2 je nach der Art der Verarbeitung dieses Materiales in Werten erhalten, die um mehr denn 1% von einander abweichen und die mittlere jährliche Niederschlagshöhe eines Landes kann noch mit einem methodischen Fehler von einigen Procenten behaftet sein.

[1]) Die Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse im Flussgebiete der böhmischen Elbe im Jahre 1893. Österr. Monatsschr. f. d. öffentl. Baudienst. I 1895. S. 12. Desgl. im Jahre 1894. Beilage zum 7. Hefte der hydrometrischen Publikationen des technischen Bureaus des Landesculturrathes. Prag 1895. [2]) Ergebnisse der ombrometrischen Beobachtungen in Böhmen f. 1893 und 1894. Technisches Bureau des Landesculturrathes. Prag 1894 und 1895.

Tabelle XXII. Elbegebiet bei Tetschen nach Richter.

	Niederschlagshöhe in mm	in % des Wertes von Ruvarac	Abflusshöhe in mm	in % des Wertes von Ruvarac	Abflussfaktor %	Differenz gegen den Wert bei Ruvarac %
1875			139	100.7	20.2	
1876	631	97.9	235	100.4	37.0	0.6
77	615	97 6	172	100.0	27.8	0 5
78	640	99 3	166	100 0	25.7	—0.1
79	681	98 4	178	100 0	25.9	0 1
80	820	99 6	241	100.4	[illegible]	0 1
1881	664	100.0	198	99.0	[illegible]	—0.6
82	831	103 4	207	100.0	24 7	—1.1
83	603	95.7	190	100.0	31.3	1.1
84	658	97.0	172	100.6	26 0	0.8
85	562	100.2	127	100.8	22.4	—0.1
1886	702	96 5	179	99.4	25.4	0 6
87	541	98 9	125	100.0	22 9	0 0
88	750	95.0	243	100.0	32.2	1.8
89	677	99 8	187	100.5	27.4	—0.1
[illegible]	850	99.1				
Mittel						
1875/89			184	100		
1876/89					27.9	0 4
1876/90	682	98 5				

Um zu entscheiden, worauf sich im besonderen die nicht unbeträchtlichen Differenzen für die mittlere Regenhöhe in den Jahren 1882, 1883, 1886 und 1888 zurückführen, wird es nöthig sein, die Entstehung der Richter'schen Daten für diese Jahre zu kennen. Sie weichen auch recht beträchtlich von jenen Werten ab, welche in den betreffenden Jahrgängen der hydrometrischen Beobachtungen mitgetheilt werden, und welche sich den von Ruvarac ermittelten besser anschließen. Construiert man mit Richters Zahlen eine Abflusscurve so fallen die sich ergebenden Punkte der einzelnen Jahre weniger zusammen und ordnen sich weniger gut in eine bestimmte Linie als in Fig 14 der Fall ist; dies dürfte darauf weisen, dass die von Ruvarac ermittelten Niederschlagssummen für jene Jahre verlässlicher sind.

Viel besser als die Übereinstimmung der mittleren Niederschlagshöhen ist die der mittleren Abflusshöhen nach Richter und Ruvarac. Im 15jährigen Mittel stimmen beide überein. Die mittlere Differenz beläuft sich auf 0.3 %. Sie führt sich im allgemeinen auf die vorgenommenen Abrundungen der Zahlen auf ganze Millimeter zurück. Die größte Differenz (1 %) zeigen die Werte für 1881, das Jahr der großen Eisbedeckung, wo die Eliminierung des Stauwassers in rein willkürlicher Weise vollzogen werden musste. In der That führt sich denn auch die Differenz fast lediglich auf den Februar zurück, für welchen Ruvarac eine nur 102 Millionen m^3 größere Wasserführung ansetzt als Richter. Dass es sonst auch die Eismonate sind, welche Differenzen der Ergebnisse verursachen, lehren die 15jährigen Monatsmittel, die wir in Folgendem einander gegenüberstellen:

Mittlere Abflussmenge der Elbe bei Tetschen 1875—1889.

Millionen m^3

	Jan	Febr	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dec	Jahr
Richter	705	873	1638	1282	836	644	479	495	443	585	585	820	9385
Ruvarac	699	869	1639	1279	836	645	477	493	441	586	583	817	9364
Unterschied	6	4	—1	3	0	1	2	2	2	—1	2	[illegible]	21

Die größten Differenzen fallen in die drei Wintermonate und erklären bereits mehr als die Hälfte der Differenzen der Jahresmittel, die ihrerseits nur 0.2 % ausmachen. Die Reduction der Pegelstände wegen der Stauwasser kann aber nie ganz ohne eine gewisse Willkür geschehen.

Die Übereinstimmung zwischen den von Richter und von Ruvarac bestimmten Abflussmengen muss hiernach als befriedigend gelten. Aber hieraus darf noch nicht ohne weiters darauf geschlossen werden, dass nunmehr die Abflusshöhen eines Landes besser gekannt seien als deren Niederschlagshöhen. Es ist vielmehr abzuwarten, welche Ergebnisse eine erneute Untersuchung der Abflussmengen der Elbe bei Tetschen liefert, und ob die von Richter und Ruvarac gleicherweise benutzten Verhältniszahlen zwischen Pegelstand und Wasserführung dann Stand halten.

Die von beiden Autoren berechneten Abflussfactoren zeigen die größten Differenzen in jenen Jahren, in welchen die von beiden berechneten Niederschlagshöhen am meisten von einander abweichen, so 1882, 1883 und 1888. Sonst ist die Differenz naturgemäß klein, im Mittel beträgt sie 0.5 % und ohne die genannten Jahre 0.3 %.

Für jene 14 Jahre (1876—89), zwischen welchen ein Vergleich streng durchführbar ist, ergibt sich der Abflussfactor bei Richter zu 27.9 gegenüber 27.5 bei Ruvarac, also etwas größer. Das entspricht der Verschiedenheit der zu Grunde gelegten Niederschlagshöhen nach Richter 1876—89 670 *mm*, nach Ruvarac 680 *mm*. Die Abflusshöhen beider sind für die genannte Zeit gleich (187 *mm*). Es ist sohin das Verhältnis zwischen Abfluss und Niederschlag in Böhmen nach zwei verschiedenen Berechnungen doch um rund 1 % seines Wertes verschieden erhalten worden. Dabei aber lassen beide Berechnungen die gleichen Beziehungen zwischen Größe des Niederschlages und des Abflussfactors erkennen. Wiederholt hat auch Richter betont, dass der Abflussfactor mit dem Niederschlage wächst, und es würden sich aus den von ihm angegebenen Niederschlags- und Abflussmengen eben dieselben Folgerungen herleiten lassen, wie in der vorstehenden Untersuchung auf Grund der von Ruvarac gewonnenen Daten geschehen ist.

Unter solchen Umständen haben die Veröffentlichungen von Herrn Richter große Bedeutung auch für die vorstehende Untersuchung. Sie erweisen die Richtigkeit der von ihr verwerteten Daten und verstärken somit ihre Grundlage.

Es erubrigt nun noch der Jahre 1893 und 1894 zu gedenken, deren Abfluss Richter mitgetheilt hat. 1893 war in Böhmen wie in ganz Süddeutschland durch seine große Trockenheit ausgezeichnet. Die Wasserführung der Elbe sank im Juli tiefer als sonst in diesem Monate beobachtet, sie war während des ganzen August gleich gering und endlich im September so unbedeutend, wie sonst nur 1875 wahrgenommen. Trotzdem war die Gesammt-Wasserführung keineswegs sehr gering; Richter hat bereits auseinandergesetzt, dass dies dem stattlichen Frühjahrs-Hochwasser zuzuschreiben ist. 1894 war ziemlich regenreich; aber der Winter war sehr arm an Niederschlägen, erst die Herbstmonate brachten sehr ausgibige Regengüsse. Im Einklange hiermit hatten die Wintermonate geringe Wasserführung; im Januar war sie geringer als in einem der untersuchten Jahre (1876—90), im October aber höher. Die Gesammt-Wasserführung blieb namentlich infolge des Fehlens der Frühjahrs-Hochwasser unter dem Mittel. Wir stellen hier nach Richter die mittlere secundliche Wasserführung der einzelnen Monate der beiden abnormen Jahre zusammen und bezeichnen mit einem * die Minimalwerte, fett

die Maximalwerte für die Perioden 1875—90 und 93/94, wodurch der extreme Charakter beider Jahre deutlich hervortritt.

Wasserführung der Elbe bei Tetschen sec m^3.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dec.	Jahr
1893	137	706	762	334	226	121	*80	60	69	110	124	108	235
1894	*95	232	490	286	352	345	144	215	174	613	311	137	283

Die Niederschlagshöhen für beide Jahre werden von Richter zu 556, bezw. 775 *mm* angegeben. Nach dem hier befolgten Verfahren ergeben sie sich auf Grund der ermittelten mittleren Niederschlagshöhe von 692 *mm* nach den Normalstationen, von denen allerdings nur 47, bez. 45 fungierten, zu 561, bezw. 754 *mm*. Das ist im einem Falle wenig mehr, im anderen beträchtlich weniger als von Richter bestimmt. Dementsprechend erhalten wir für 1893 einen etwas kleineren Abflussfactor als er, für 1894 hingegen einen wesentlich größeren. Wir stellen in folgendem die beiderseitigen Ergebnisse neben einander.

	1893	1894 nach Richter	1893/94	1893	1894 nach Verfasser	1893/94
Niederschlag	556 *mm*	775	665	561	754	657
Abfluss	145 »	171	158	145	171	158
Verdunstung	411 »	604	507	416	583	499
Abflussfactor	26·1 %	22·1	23·8	25·9	22·7	24·0
Temperatur				+0·45	−0·05	0·25

Man sieht, dass nach beiden Berechnungen die Verdunstungshöhe in dem warmen und trockenen Jahre 1893 wesentlich kleiner war, als im folgenden, ein wenig zu kühlen, feuchten. Im letzteren Jahre erreicht sie nach Richters Angaben eine Höhe, wie in keinem der früher untersuchten, und zugleich mindert sich der Abflussfactor auf einen geringeren Wert als sonst. Nach unseren Aufstellungen bleibt allerdings die Verdunstungshöhe etwas hinter jener von 1890 zurück und der Abflussfactor ist größer als der von 1885. Aber dadurch wird der auffällige Charakter jener Werte nicht eingeschränkt, denn 1890 war ganz bedeutend regenreicher als 1894, und 1885 fast so trocken wie 1893. Es hat 1894 eine Verdunstung wie ein ausnahmsweise regenreiches und einen Abflussfactor wie ein außergewöhnlich trockenes Jahr.

Bei alledem fallen aber die den Jahren 1893 und 1894 entsprechenden Punkte in der Abflusscurve der Elbe durchaus in den Schwarm der anderen; aber die für die Beziehungen zwischen Niederschlag und Verdunstung aufgestellten Formeln geben ziemlich fehlerhafte Resultate. Die S. 483 (55) aufgestellte ergiebt für 1893 123 *mm*, also 15 % zu wenig, für 1894 220 *mm*, also 15 % zu viel. Man erkennt hiernach deutlich, dass 1893 22 *mm* zu viel, 1894 29 *mm* zu wenig abgeflossen sind. Das Zuviel im einen Jahre wird also durch das Zuwenig im anderen ausgeglichen. 1893 zehrte von den Wasservorräthen, die 1894 zu ergänzen hatte. Es passt daher die für Doppeljahre gültige, S. 495 (67) aufgestellte Formel für 1893/94 zusammengenommen recht gut, man erhält nach ihr als mittlere Abflusshöhe 166 *mm*, also nur um 5 % zuviel. Die Ausnahmsstellung der Jahre 1893 und 1894 klärt sich sohin befriedigend auf; ihre Abflussverhältnisse bestätigen die aufgestellten Gesichtspunkte.

Druckfehler. In Tabelle IIIa, S. 445 (17) ist die mittlere secundliche Abflussmenge der Elbe bei Tetschen 1884 zu 275 m^3, die des Mai in der Periode 1875/89 mit 312, des August mit 184 m^3 anzugeben.

REGENKAR
von
BÖHME
1876 - 1890
von Dr. Vasa Ruv
Maßstab 1 : 1150 00
Kilometer

Farben-Erklärung

Niederschlagshöhe

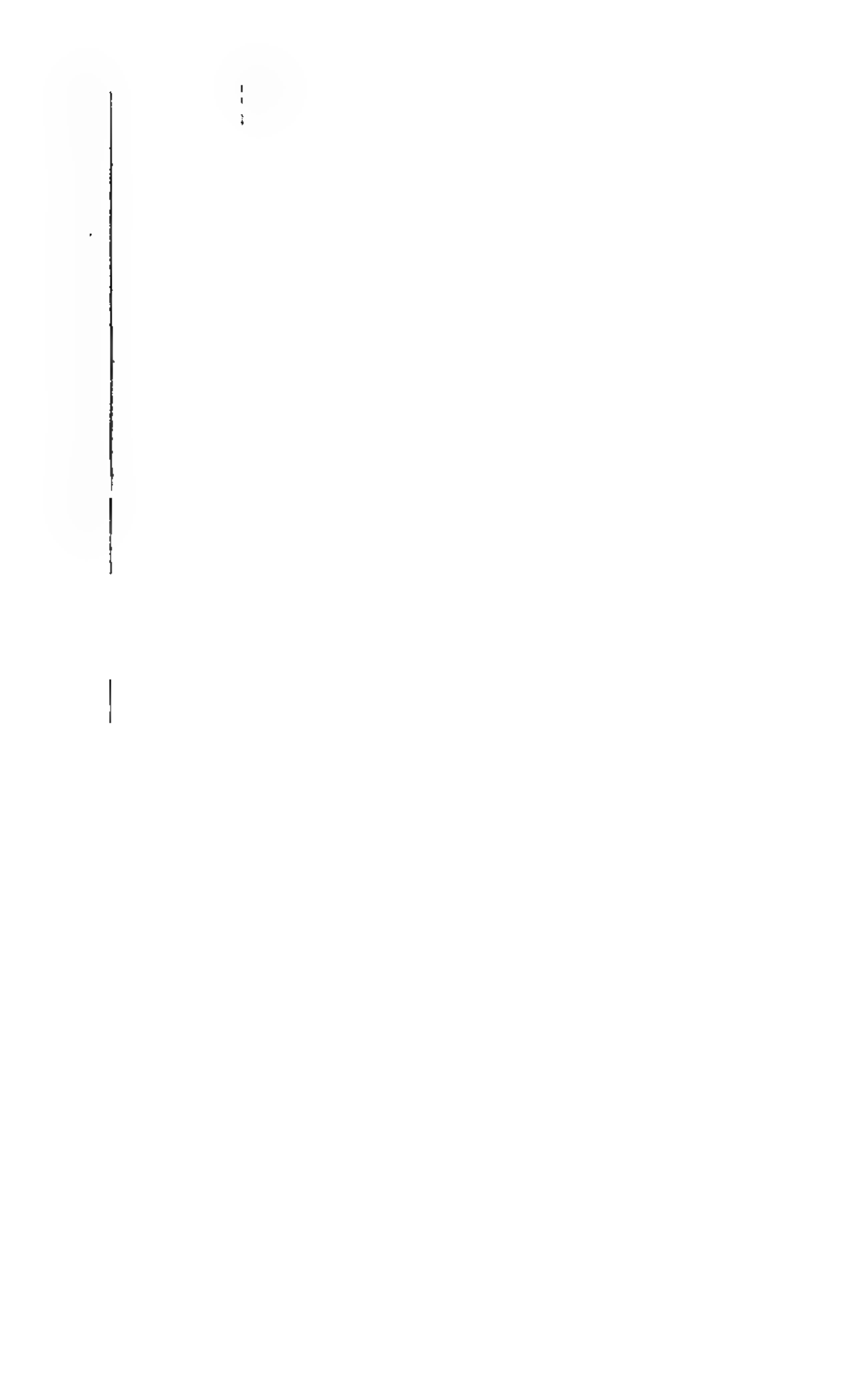
über 1200 mm

30 östl. v. Ferro

CHEMN
HIRSCHBERG
Freiburg
Landshut
Landskron
M. Trübau
Policka
Neustadtl
Boskowitz
Gr. Meseritsch
Trebitsch
BRUNN
Jaromeritz
M. Budwitz
Kromau
ZNAIM
Nikolsburg
Drosendorf
Retz
Weidhofen
Schwarzenau
Neumburg

Ed Holzel's geogr Institut in Wien

Verlag v. Ed. Holzel in Wien.



Tafel

508 β

170 % 160 150 140 130 120 110 100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 0

Größter

Mittlerer

Kleinster

Niederschl[...] in Prozent[...] des 15 jäh[...] Mittels.

1876 1877 1878 1879 1880 1881 1882 1883 1884 1885 1886 1887 1888 1889 1890

Fig. 4. Größte, mittlere und kleinste Niederschlagsmenge der einzelnen Jahre in Prozenten des Mittels 1876/90.

[...] des Niederschlages [...]er Verdunstung.

Skala der Temperatur

Niederschlag

Temperatur

Verdunstung

+1° 0° -1°

1877 1878 1879 1880 1881 1882 1883 1884 1885 1886 1887 1888 1889 1890

Niederschlag, Temperatur u. Verdunstung im Moldaugebiete 1876/90.

[...] Niederschlages [...] Verdunstung.

Skala der Temperatur

Niederschlag

Temperatur

Verdunstung

+1° 0° -1°

77 1878 1879 1880 1881 1882 1883 1884 1885 1886 1887 1888 1889 1890

Niederschlag, Temperatur u. Verdunstung im Elbegebiete 1876 : 90.

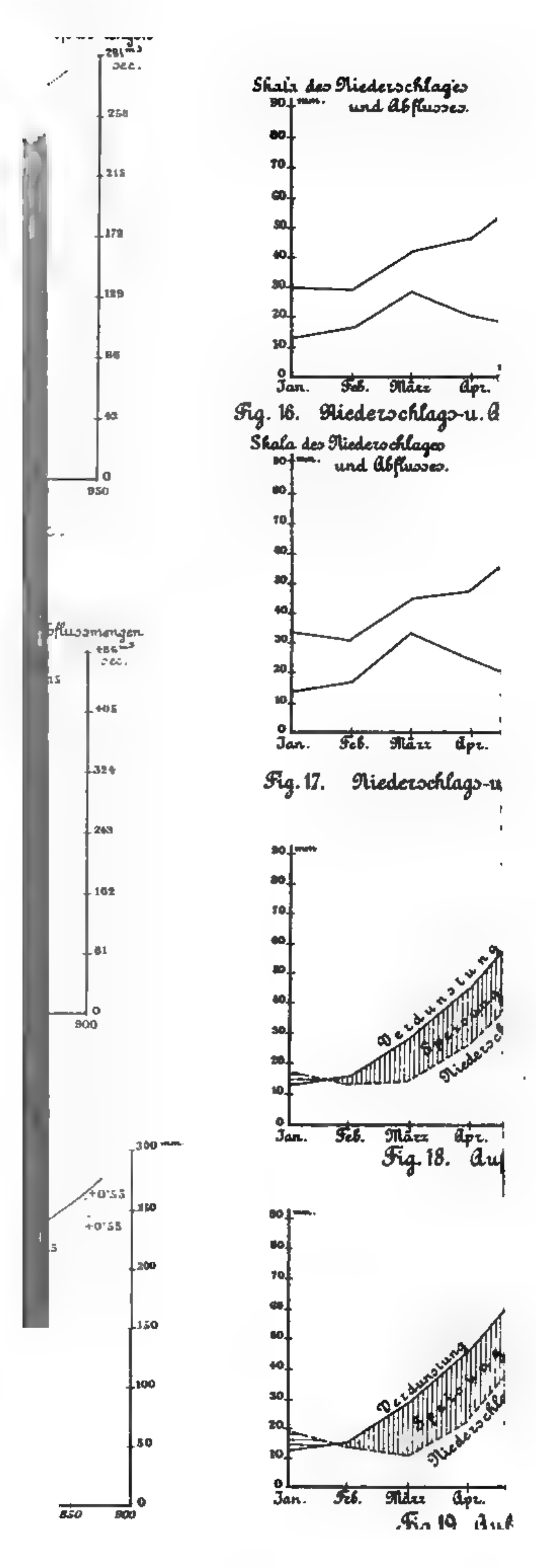


Fig. 16. Niederschlags-u. A

Fig. 17. Niederschlags-u

Fig. 18. Au

Fig. 19. Au

308 c

